

INFORMATION REPORT INFORMATION REPORT

CENTRAL INTELLIGENCE AGENCY

This material contains information affecting the National Defense of the United States within the meaning of the Espionage Laws, Title 18, U.S.C. Secs. 793 and 794, the transmission or revelation of which in any manner to an unauthorized person is prohibited by law.

C-O-N-F-I-D-E-N-T-I-A-L

25X1

COUNTRY USSR

REPORT

SUBJECT Soviet Publications on Geology

DATE DISTR. 13 March 1959

NO. PAGES 1

REFERENCES RD

DATE OF INFO.

PLACE & DATE ACQ.

25X1

SOURCE EVALUATIONS ARE DEFINITIVE. APPRAISAL OF CONTENT IS TENTATIVE.

25X1

Soviet publications

Spory i Pylytsa Nizhnego

Mela Vostochno-Gobiyskoy Depressii (Spores and Pollen of the Lower Cretaceous in the Eastern Gobi Depression), by V. S. Malyavkina; Devonskiye Otlozheniya Basseyna Peki Chusovoy, Permskogo Prikamya i Ufimskogo Plato (Devonian Deposits of the Chusovaya River Basin, of the Perm and Kama River Region, and of the Ufa Plateau), by V. B. Tsyrlina; Treshchinovatyie Porody i ikh Kollektorskiye Svoystva (Fissured Rocks and their Collector Characteristics), a collection of articles edited by Ye. M. Smekhov; Materialy Po Geologii i Neftenosnosti Zapadnoy Sibiri (Materials on the Geology and Oil Deposits of Western Siberia). These books were all published in Leningrad in 1958 by the All-Union Petroleum Scientific Research Institute for Geological Prospecting (VNIGRI). When separated from the covering report, the attachments may be considered as UNCLASSIFIED.

25X1

C-O-N-F-I-D-E-N-T-I-A-L

| | | | | | | | | | | | | | | | |
|-------|---|------|---|------|---|-----|---|-----|--|-----|--|--|--|--|--|
| STATE | X | ARMY | X | NAVY | X | AIR | X | FBI | | AEC | | | | | |
|-------|---|------|---|------|---|-----|---|-----|--|-----|--|--|--|--|--|

(Note: Washington distribution indicated by "X"; Field distribution by "#").

INFORMATION REPORT INFORMATION REPORT

В. Б. ЦЫРЛИНА

**ДЕВОНСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ
БАСЕЙНА РЕКИ ЧУСОВОЙ,
ПЕРМСКОГО ПРИКАМЬЯ
И УФИМСКОГО ПЛАТО**

STAT

Page Denied

ТРУДЫ
ВСЕСОЮЗНОГО НЕФТЯНОГО НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНОГО ИНСТИТУТА (ВНИГРИ)

Выпуск 127

В. Б. ЦЫРЛИНА

ДЕВОНСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ
БАСЕЙНА РЕКИ ЧУСОВОЙ,
ПЕРМСКОГО ПРИКАМЬЯ
И УФИМСКОГО ПЛАТО



ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
НЕФТЯНОЙ И ГОРНО-ТОПЛИВНОЙ ЛИТЕРАТУРЫ
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Ленинград · 1958

11—5—4

Работа освещает результаты изучения девонских отложений западного склона Среднего Урала (бассейн р. Чусовой от г. Кизела на севере до широты г. Свердловска на юге), Пермского Прикамья, северной части Уфимского плато и Удмуртии. В ней дано детальное расчленение девонских отложений на основании унифицированной схемы 1951 г. с учетом поправок, внесенных в нее на совещании в г. Свердловске в феврале 1956 г., петрографическая характеристика терригенных свит девонских отложений и описание фаций и палеогеографии этих отложений для изученных областей.

Книга рассчитана на геологов, занимающихся разведкой нефтяных месторождений.

ВВЕДЕНИЕ

Книга содержит стратиграфо-литологическое описание девонских отложений, изученных как в естественных разрезах западного склона Среднего Урала (бассейн р. Чусовой от г. Кизела на севере до широты г. Свердловска на юге), так и в разрезах глубоких скважин Пермского Прикамья, северной части Уфимского плато и Удмуртии. Работа выполнена автором во ВНИГРИ в 1949—1952 гг.

Изложенные здесь материалы, выводы и обобщения получены в результате детального послойного исследования 46 разрезов. Часть из них описана в поле геологами ВНИГРИ С. М. Домрачевым и Н. Я. Спасским и обработана в камеральный период автором. При обобщении материала использованы работы геологов объединения «Пермьнефть» по Краснокамско-Полазненскому району.

Общий перечень послойно описанных разрезов (см. приложения, фиг. 1) следующий:

1. Половинка — расположен в 5 км севернее ст. Половинка; описан по скв. Г-13, по материалам П. А. Софроницкого.
2. Широкое — левый берег р. Косьвы у пос. Широкое, ниже плотины.
3. Губаха — левый берег р. Косьвы у г. Губаха.
4. Мултык — правый берег р. Усьвы у Камня Мултык, выше пос. Громовой.
5. Серные Ключи — левый берег р. Усьвы, ниже пос. Громовой.
6. Тропицын Камень — левый берег р. Усьвы, ниже хутора Громовой.
7. Кривой Рог — правый берег р. Вильвы у излучины.
8. Б. Гремячая — левый берег р. Вильвы в 2 км ниже устья р. Б. Гремячей.
9. Пашийка — правый берег р. Пашийки в 11 км выше пос. Пашия.
10. Таранчиха — левый берег р. Таранчихи у пос. Пашия.
11. Тесовая — правый берег р. Тесовой у ее впадения в р. Ви-жай.

12. Калаповка — правый берег р. Вижая у кордона Калаповка.

13. Усть-Вижай — левый берег р. Вильвы ниже д. Усть-Вижай в 1 км.

14. Рассольная — правый берег р. Рассольной у ее устья и левый берег р. Вижая в 8 км выше пос. Пашия.

15. Б. Семеновка — правый берег р. Б. Семеновки в 3 км выше ее устья.

16. Шайтан — правый берег р. Койвы в 3 км выше пос. Кусье-Александровское.

17. Богатский Камень — правый берег р. Койвы в пос. Кусье-Александровское.

18. Б. Свадебная — в 0,5—1 км выше устья р. Б. Свадебной, правого притока р. Чусовой.

19. Поляковка — на правом берегу р. Чусовой в 0,5 км ниже бывшей д. Поляковки.

20. Усть-Бедька — на правом берегу р. Чусовой в 300 м ниже устья р. Бедьки.

21. Усть-Кумыш — в 0,5—0,7 км ниже устья р. Кумыш на левом берегу р. Чусовой.

22. Сылвица — на правом берегу р. Чусовой в 0,2—1 км от устья р. Сылвицы.

23. Кын — на левом берегу р. Чусовой у д. Петушата.

24. Камень Крутой — на правом берегу р. Серебрянки в 13 км выше ее устья.

25. Озерки — на правом берегу ручья Озерский и на левом берегу р. Серебрянки, непосредственно ниже устья ручья Озерского.

26. Усть-Серебрянка — в устье р. Серебрянки на ее левом берегу.

27. Еква — правый берег р. Чусовой в 3 км ниже д. Еквы.

28. Баронская — на правом берегу р. Межевая Утка, в 0,5 км от ее устья.

29. Усть-Утка — на левом берегу р. Чусовой в 3 км выше д. Усть-Утка.

30. Афоины Брови — на правом берегу р. Чусовой в 6 км выше д. Усть-Утка.

31. Сулем — на правом и левом берегах р. Сулема в 0,5—2 км от устья.

32. Нотиха — на правом и левом берегах р. Нотихи в 6—7 км от ее устья.

33. Староуткинск — у г. Староуткинска на левом и правом берегах р. Дарьи в 0,5—2,5 км от ее устья.

34. Новоуткинск — левый берег р. Чусовой у разреза Бойцы и по р. Корчаге в верхнем конце Новоуткинского пруда.

35. Перескачки — в 0,5 км севернее разреза Перескачки в железнодорожной выемке у Сельхозкомбината.

36. Полазна — скв. Р-6.

37. Залесная — скв. Р-7.
38. Северокамск — скв. 12.
39. Краснокамск — скв. 191.
40. Лобаново — скв. Р-2.
41. Батуи — скв. Р-2.
42. Чернушка — скв. Р-1.
43. Пудлинги — скв. Р-1.
44. Бураново — скв. Р-3.
45. Пычас — скв. Р-1.
46. Варзи-Ятчи — скв. Р-7.

Разрезы первых шести скважин приведены по данным Е. Н. Ларионовой и Н. И. Пьянковой.

Брахиоподы девона р. Чусовой определены К. И. Адриановой при консультации Б. П. Марковского; брахиоподы из Кизеловско-Пашийского района определены Б. П. Марковским; брахиоподы из скважин Чернушка, Пычас и Варзи-Ятчи — А. К. Крыловой; брахиоподы нижнего карбона — Д. Л. Степановым, строматопоры — В. Н. Рябининым, ругозы — Г. С. Порфирьевым, табуляты — Б. С. Соколовым, пелециподы — Б. В. Наливкиным, гониатиты — А. К. Наливкиной, трилобиты — З. А. Максимовой, остракоды — Е. Н. Поленовой, фораминиферы девона — Е. В. Быковой, фораминиферы карбона — Л. П. Гроздиловой. Предварительное определение флоры произведено Е. Ф. Чирковой.

Описание петрографических шлифов выполнено автором, иммерсионные определения — автором и петрографом ВНИГРИ З. А. Ивановой.

Лабораторные исследования выполнялись в лабораториях ВНИГРИ. Механический анализ пород произведен Н. В. Платоновой и Л. Потанской, определение пористости и проницаемости — П. П. Екимовым, органического углерода — П. Ф. Андреевым, химические анализы пород — Т. И. Казминой, люминесцентные исследования — Т. Э. Барановой.

Глава I

ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ ДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Степень изученности девонских отложений в Прикамье и на западном склоне Среднего Урала различна. Это объясняется тем, что девонские отложения в Прикамье начали изучаться сравнительно недавно. Незначительное количество керн, изымаемого при бурении из верхнефранского и фаменского ярусов на этой территории, затрудняет детальное изучение этих отложений.

Впервые охарактеризованные фауной девонские отложения в бассейне р. Чусовой выделены Р. И. Мурчисоном в 1845 г. Терригенные девонские отложения, по Р. И. Мурчисону, развиты на участке от Ослянской пристани до д. Чизмы. От д. Чизмы до д. Кумыш, как отмечает Р. И. Мурчисон, развиты только карбонатные девонские отложения, представленные темноцветными известняками, перекрывающимися темно-серыми каменноугольными известняками.

В 1860 г. Р. М. Грюневальдт, проводя геологические исследования в бассейне р. Чусовой на участке от Билимбаевского завода до д. Сулем, подтвердил правильность выводов, сделанных Мурчисоном, о развитии в бассейне р. Чусовой девонских и каменноугольных отложений. Грюневальдтом были найдены в известняках как девонские формы: *Cyrtina murchisoniana* K o n., *Athyris concentrica* B u c h, *Atrypa reticularis* L i n., *Atrypa aspera* S c h l o t h., *Productus murchisonianus* V e r n., так и формы, характерные для нижнего карбона: *Productus striatus* F i s c h e r, *Productus giganteus* M a r t.

Проведенные в 1870 г. Н. А. Головкинским геологические исследования в полосе каменноугольной формации на западном склоне Среднего Урала подтвердили взгляды предшественников о развитии девонских отложений на р. Чусовой (в устье р. Кын) и на участке от р. Койвы до Вашкура.

С 1886 г. Геологическим комитетом началось систематическое изучение геологии западного склона Среднего Урала.

В. И. Меллер [1876] впервые на Урале подразделил девонские отложения на отделы. Им установлены фаунистически охарактеризованные отложения по р. Чусовой. Самым верхним гори-

зонтом среди девонских отложений Илимской дачи, по В. И. Меллеру, являются тонкослоистые черные или темно-серые известняки, развитые в устье р. Сулем и содержащие фауну *Goniatis uchensis* К е у s., *Atrypa reticularis* L i n. и др. Им указано также на развитие девонских отложений в самой северной части Илимской дачи, где они представлены толщей светло-серых известняков с *Atrypa reticularis* L i n., *Pentamerus brevirostris* P h i l l.

А. А. Краснопольским [1889] в пределах 126 листа девонские отложения подразделены на три отдела: нижний, средний и верхний. Благодаря тщательно собранному обильному фактическому материалу эта работа не утратила интереса и до настоящего времени.

А. А. Штукенбергом [1890] в пределах 138 листа девонские отложения подразделены на нижний, средний и верхний отделы.

Специальное изучение стратиграфии девонских отложений бассейна р. Чусовой производится с 1941 г. К. И. Адриановой, М. В. Буниным, Л. П. Гмид, Б. П. Марковским и Н. Н. Соколовой. Ими детально изучен участок среднего течения р. Чусовой от пос. Усть-Утка до р. Серебрянки.

В 1941 г. М. В. Бунин и Б. П. Марковский, изучавшие девонские отложения бассейна р. Чусовой в связи с разведочными работами на бокситы, внесли существенные изменения в стратиграфию девонских отложений западного склона Среднего Урала. Ими установлено: 1) на западном склоне Среднего Урала существует две бокситоносных песчано-сланцевых свиты — пашийская в верхнем и чусовская в среднем девоне; 2) на основании детального изучения фауны, собранной в отложениях пашийской свиты в бассейне р. Чусовой, возраст ее принимается как нижнефранский (в отличие от предшественников, относивших ее к среднему девону); 3) послойное изучение разрезов девонских отложений, тщательные сборы и изучение фауны дали возможность выделить в составе живецких отложений в бассейне р. Чусовой битуминозную известняково-сланцевую свиту, тождественную по своему литологическому составу и общему характеру фауны доманиковым отложениям франского яруса (ранее эта свита отождествлялась с домаником и ей неправильно приписывался верхнедевонский возраст); 4) дана подробная палеонтологическая характеристика девонских отложений бассейна р. Чусовой и их сопоставление с аналогичными отложениями Южного Урала.

Работа М. В. Бунина и Б. П. Марковского имела большое значение и для планирования нефтепоисковых работ в прилегающих районах Прикамья.

В 1943—1944 гг. Н. Н. Соколова и Л. П. Гмид [1949] произвели петрографо-минералогическое изучение девонских отложений в Пермском, Кизеловско-Косьвинском и Чусовском районах. Ими были выявлены определенные минералогические коррелятивы, характерные для каждого стратиграфического горизонта,

и изменение их в различных районах. Установлено, что минералогический комплекс пород нижнего девона остается постоянным для Краснокамского, Кизеловско-Косьвинского районов и северной части бассейна р. Чусовой и несколько меняется в более южных районах — в средней и южной частях бассейна р. Чусовой.

На основании данных гранулометрического анализа авторы считают, что наиболее удаленным районом от источников сноса является район южной части бассейна р. Чусовой, где эйфельская толща сложена кварцитовидными песчаниками с незначительным содержанием тяжелых минералов. В средней и северной частях бассейна р. Чусовой, в Кизеловско-Косьвинском районе, песчаники эйфельского яруса средне- и мелкозернистые, а в Краснокамском районе — грубозернистые, переслаивающиеся с галечниками. По заключению авторов, наиболее благоприятными коллекторскими свойствами обладают породы пашийской свиты.

В 1945 г. К. И. Адрианова впервые провела тематические исследования по изучению девонских отложений бассейна р. Чусовой от пос. Трека до д. Чизмы с целью оценки перспектив нефтеносности этого района. Автором даны литологическая и фаунистическая характеристики девонских отложений в соответствии со стратиграфической схемой Б. П. Марковского. К. И. Адрианова установила перерывы в осадконакоплении перед отложением терригенных свит — в середине живетского (перед чусовской свитой) и в основании франского яруса (перед пашийской свитой) — и пришла к выводу, что доманиковые и мантикоцеровые слои и отложения фаменского яруса в доманиковой фации можно рассматривать как нефтематеринские породы девонской нефти. Образование этих осадков, по К. И. Адриановой, происходило в условиях полузамкнутых эпиконтинентальных бассейнов или открытых лагун.

В 1948 г. Б. П. Марковским опубликована схема стратиграфии девонских отложений, развитых на Среднем и Южном Урале. Девонские отложения подразделены им на три отдела — нижний, средний и верхний.

Нижний девон в Кизеловско-Чусовском районе представлен мощной толщей песчаников и глинистых сланцев красноватых и зеленоватых тонов. В них были найдены отпечатки растений, характерных для среднего или нижнего девона.

Средний девон расчленен на эйфельский и живетский ярусы. В Кизеловско-Чусовском районе эйфельский ярус сложен терригенными осадками-песчаниками, с подчиненными прослоями глинистых сланцев и конгломератов.

Отложения живетского яруса Б. П. Марковским, в отличие от предшествующих исследователей, расчленены (снизу вверх) на: 1) кальцеоловые слои, 2) остракодовые слои, 3) конхидиевые слои, 4) инфрадоманик, 5) чусовскую свиту, 6) стрингоцефаловые слои.

Кальцеоловые, остракодовые и конхидиевые слои являются нижнеживетскими; инфрадоманик, чусовская свита и стрингоцефаловые слои — верхнеживетскими.

Верхнедевонские отложения отнесены к франскому и фаменскому ярусам. Отложения франского яруса по фауне гониатитов расчленяются на две биостратиграфические зоны — нижнюю с *Gephyroceras* и верхнюю с *Manticoceras*. В состав зоны *Gephyroceras* входят: 1) пашийская свита, 2) слои со *Spirifer murchisonianus* К о п., 3) слои с *Hypothyridina calva* М а г к., 4) доманик и его аналоги. В отложениях зоны *Manticoceras* выделяются различные стратиграфические горизонты в отдельных районах западного склона Урала. Отложения фаменского яруса в отдельных районах западного склона Урала обнаруживают значительные фациальные различия. В Кизеловско-Чусовском районе отложения фаменского яруса представлены темными тонкослоистыми битуминозными известняками, чередующимися с прослоями известково-глинистых сланцев и кремней, аналогичными доманиковым отложениям.

Работа Б. П. Марковского [1948] и работы Д. В. Наливкина по девону западного склона Урала были положены в основу при разработке унифицированной схемы Волго-Уральской области.

Е. Н. Ларионовой [1949] описан разрез девонских и предположительно силурийских отложений Краснокамско-Полазненского района и их сопоставление с одновозрастными осадками прилегающих районов западного склона Урала, а также Туймазино-Бавлинского и Голышурминского участков.

В работе Н. Н. Соколовой [1952] дана палеогеография времени накопления девонских отложений, развитых на западном склоне Урала и в Приуралье, и приведена палеогеографическая карта для всего живетского века без выделения более мелких отрезков времени. При существующих мелких стратиграфических делениях девонских отложений западного склона Урала и платформы эта карта является весьма схематичной и не отражает сложной истории геологического развития описываемого района. Н. Н. Соколова, опираясь на устаревшую стратиграфическую схему, неправильно трактует вопрос о границах распространения живетских отложений. В Удмуртии к моменту написания работы Н. Н. Соколовой были выделены нижне- и верхнеживетские отложения, ранее ошибочно относившиеся к пашийской свите.

По Н. Н. Соколовой, на территории Удмуртии нижнеживетские отложения отсутствуют. По ее мнению, живетское море было стабильным в продолжение всего живетского века. Но по имеющимся материалам очевидно, что живетское море на описываемой территории не имело постоянных границ, а несколько раз наступало и отступало.

Б. С. Соколов [1952] придает большое значение возможности выделения в среднем девоне западного склона Урала эйфельского яруса и установления его границы с живетским ярусом. По его

мнению, относимые к живетскому ярусу. ваяншкинские, вязовские, кальцеоловые и бийские слои (нижнеживетский подъярус) характеризуются широким распространением табулят, типичных главным образом для эйфельского яруса Западной Европы и нередко встречающихся в отложениях эйфельского яруса восточного склона Урала и Кузнецкого бассейна. Это обстоятельство дает основание ставить вопрос о необходимости пересмотра установившихся взглядов на возраст всей среднедевонской части разреза Западного Урала и изучения с этих позиций всего комплекса фауны, характеризующего нижнеживетский подъярус.

Б. С. Соколов считает «вполне вероятным эйфельский возраст всего комплекса слоев от ваяншкинских до бийских включительно». В указанной работе Б. С. Соколовым этот вопрос не решается окончательно из-за отсутствия результатов современной монографической обработки других групп фауны.

В 1953 г. вышел в свет сборник «Девон Русской платформы», посвященный стратиграфии девонских отложений Урала и Русской платформы (включающий ряд статей, касающихся геологического строения изученной территории, Б. П. Марковского, С. М. Домрачева, Е. Н. Ларионовой, Н. И. Петреневой, Е. В. Быковой, Е. Н. Поленовой).

В статье Б. П. Марковского предложены принципы построения унифицированной схемы стратиграфии девонских отложений Русской платформы и западного склона Урала и Приуралья и дано палеонтологическое обоснование выделенных стратиграфических горизонтов. Автор выделяет во франском ярусе 5 биостратиграфических зон. Вопрос о двух- или трехчленном делении франского яруса остается автором нерешенным.

В статье С. М. Домрачева [1953] (от лица К. И. Адриановой, С. М. Домрачева и Н. Г. Чочиа) дана характеристика девонских отложений западного склона Южного и Среднего Урала, классические разрезы которых были положены в основу при разработке унифицированной схемы. Автор указывает, что в унифицированной схеме 1951 г., в отличие от схемы 1950 г., ставится вопрос об условности отнесения к нижнеживетскому подъярусу отложений зоны *Anarcestes*, *Stropheodonta uralensis* V e r n. и *Leperditia moelleri* S c h m. и выделены во франском ярусе три подъяруса. В работе изложено описание предлагаемой унифицированной схемы для западного склона Урала, кратко освещены номенклатурные вопросы. Дана классификация и время перерывов в осадконакоплении, среди которых выделены перерывы регионального и местного значения.

Е. Н. Ларионова и Н. И. Петренева [1953] дали детальное описание додевонских и девонских отложений Пермского Прикамья и Удмуртии. В основу этого описания положена схема Б. П. Марковского [1948], разработанная им для западного склона Южного и Среднего Урала, где названия дробным стратиграфи-

ческим единицам были даны по встреченной в них руководящей фауне.

Н. Я. Спасским [1955] дано описание ругоз из отложений среднего девона, схема стратиграфии среднего девона по кораллам, сопоставление среднедевонских отложений, развитых на западном склоне Урала, с другими регионами, характеристика палеоэкологической обстановки. При монографическом описании ругоз автором установлено, что ругозы, развитые в отложениях нижнеживетского подъяруса (по унифицированной схеме 1951 г.), являются типично эйфельскими. По ругозам он считает возможным включить в состав живетского яруса только афонинские, чувовские и чеславские слои. Точка зрения Н. Я. Спасского подтверждается и другими данными.

При сопоставлении разрезов среднедевонских отложений Западной Европы, Урала и Кузбасса видно, что руководящая фауна брахиопод эйфельского яруса Кузбасса и Западной Европы сходна с руководящей фауной, определенной в вязовских, кальцеоловых и бийских слоях. Эти положения дали возможность участникам совещания по стратиграфии Урала, происходившего в феврале 1956 г. в Свердловске, относить, в отличие от унифицированной схемы 1951 г., вязовские, кальцеоловые и бийские слои к эйфельскому ярусу.

Глава II

СТРАТИГРАФИЯ ДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

На совещании по стратиграфии девонских отложений Урала, происходившем в феврале 1956 г. в Свердловске, в унифицированную схему 1951 г. были внесены следующие изменения.

1. На основании монографического изучения фауны кораллов был принят эйфельский возраст отложений ваянских и вязовских слоев, яйвенской пачки, кальцеоловых и бийских слоев. Обоснованием для принятия эйфельского возраста послужило их сопоставление с другими регионами, где отложения, имеющие аналогичную фауну, отнесены к эйфельскому ярусу.

Эйфельский ярус в новом понимании подразделяется на два подъяруса — нижне- и верхнеэйфельский. К нижнеэйфельскому подъярусу отнесены такатинские, ваянские и вязовские слои; к верхнеэйфельскому — яйвенская пачка, кальцеоловые и бийские слои.

2. К живецкому ярусу отнесены афонинские, чувские и чувские слои.

3. Саргаевские слои, трудно различимые в отдельных разрезах от доманиковых, отнесены к среднефранскому подъярусу. Нижнефранский подъярус принят в объеме пашийских и кыновских слоев.

В этой работе изложение материала сделано с учетом указанных изменений, за исключением того, что в объем верхнеэйфельского подъяруса включаются ваянские и вязовские слои, принадлежащие к зоне *Anarcestes*, *Stropheodonta uralensis* и *Leperditia möelleri* Schmidt., также как и вышележащие отложения зоны — яйвенская пачка, кальцеоловые и бийские слои.

СРЕДНИЙ ДЕВОН D₂

Эйфельский ярус D₂¹

По унифицированной схеме с поправками, принятыми на совещании по стратиграфии Урала, состоявшемся 13—18 февраля 1956 г., в составе эйфельского яруса выделены два подъяруса — нижнеэйфельский и верхнеэйфельский.

Нижнеэйфельский подъярус D_2^1

Зона *Gypidula ivdelensis* Khod., *Theodossia superba* Eichw.

Такатинские слои D_2^1 tak. Описываемые отложения на изученной площади выделялись до 1950 г. под названием песчаников эйфельского яруса.

С. М. Домрачев [1953] отнес их к такатинской свите по аналогии с разрезами девона Южного Урала. Отложения этой свиты были выделены несколько раньше в разрезах Пермского Прикамья [Е. Н. Ларионова, 1949].

Такатинские песчаники имеют широкое распространение на Южном Урале. В 1936 г. Э. Х. Алксне, А. О. Олли, А. П. Тяжева в разрезе р. Такаты назвали такатинской толщей пачку аркозовых и кварцевых песчаников верхней части ашинской свиты, не выделяя их из состава последней. Название такатинской свиты для этих отложений было предложено Д. В. Наливкиным в 1945 г. и Б. М. Келлером в 1946 г. и принято в стратиграфической схеме С. М. Домрачева, В. С. Мелещенко и Н. Г. Чочиа [1948]. Они были названы такатинскими слоями и на совещании 1951 г. по выработке унифицированной схемы девонских отложений.

В пределах рассматриваемой территории в такатинских слоях по петрографическому составу выделяются три основных типа разреза:

- 1) глинисто-алевролитово-песчаниковый;
- 2) алевролитово-песчаниковый;
- 3) песчаниковый (песчаники грубо- и среднезернистые).

Разрезы первого типа характеризуются содержанием свыше 10% глинистых пород — аргиллитов и глинистых сланцев. Они развиты в среднем течении р. Чусовой на участке от р. Койвы на севере до р. Сулем на юге (см. приложения, фиг. 2, 5).

Здесь такатинские слои представлены песчаниками преимущественно светлых тонов, разномзернистыми, переслаивающимися с алевролитами, глинистыми сланцами и аргиллитами. Исключение составляют разрезы Сылвица, Усть-Кумыш, где такатинские слои сложены главным образом глинистыми породами пестрой окраски, микро- и тонкослоистыми, содержащими значительное количество пирита. В разрезе Сылвица в глинистых песчаниках и алевролитах найдена флора, по предварительному определению Е. Ф. Чирковой отнесенная к *Psilophyton princeps* и *Atrostigma* sp.

Песчаники, слагающие такатинские слои в этих разрезах, кварцевые, за исключением участка р. Сулем — р. Бедька, где в кластическом материале появляются полевые шпаты. Мощности такатинских слоев в разрезах глинисто-алевролитово-песчаникового типа изменяются от 5 до 20—30 м.

Такатинские слои в разрезах алевролитово-песчаникового типа отличаются от такатинских слоев глинисто-алевролитово-песчаникового типа уменьшением содержания глинистых пород, которое не превышает 10% суммарной мощности, и большими

мощностями от 30—40 до 60—130 м (Широкое). Разрезы этого типа развиты преимущественно в Пашийском и Кизеловском районах и в Прикамье — в Лобаново и Батуях, а также в нескольких разрезах в верховьях р. Чусовой — Староуткинский; Нотиха (см. приложения, фиг. 2, 4).

Такатинские слои в разрезах песчаникового типа сложены средне- и грубозернистыми светлыми кварцевыми песчаниками. Разрезы этого типа развиты в Краснокамско-Полазненском районе и описываются нами по данным Е. Н. Ларьоновой и своим. Песчаники кварцевые, преимущественно разнозернистые, косослоистые; среди них встречаются подчиненные прослои глины, крупногалечных конгломератов с кварцевой галькой, гравелитов и алевролитов. Крупность зерна увеличивается в верхней части слоев, к ней же приурочены прослойки конгломератов. В нижней части наблюдаются прослойки бурого железняка. Мощность слоев изменяется от 59 до 65 м. В Батуях она сокращается до 14 м (см. приложения, фиг. 3, 4).

Характер нижнего контакта такатинских слоев во всех изученных разрезах, за исключением разреза Усть-Бедька, — одинаковый. На зеленых и серовато-зеленых песчаниках и сланцах ашинской свиты S—D_I согласно, без видимого размыва, залегают кварцевые песчаники и алевролиты такатинских слоев, резко отличающиеся от подстилающих пород ашинской свиты. Лишь в разрезе Усть-Бедька в основании такатинских слоев залегает прослой мелкогалечного конгломерата, мощностью до 0,2 м. Наличие такого конгломерата, являющегося, по-видимому, базальным, свидетельствует о небольшом местном размыве перед отложением такатинских слоев.

В заключение описания такатинских слоев необходимо отметить:

1. Такатинские слои на изученной территории имеют повсеместное распространение. Они развиты в бассейне р. Чусовой, в Кизеловско-Пашийском районе, в Пермском Прикамье и в Батуях, но отсутствуют в Удмуртии и на Уфимском плато (Чернушка, Пудлинги).

2. Возраст такатинских слоев принят за нижнеэфельский.

3. Мощности такатинских слоев непостоянны. Максимальные мощности наблюдались в Кизеловско-Пашийском районе (до 130 м). Минимальные мощности приурочены к разрезам в среднем течении р. Чусовой (от 5 до 10 м) на участке Межевая Утка — р. Бедька. К северо-западу и юго-востоку от указанной площади мощности увеличиваются, изменяясь от 21 до 30—40 м. На северо-западе от р. Кумыш до р. Б. Семеновки мощности изменяются от 28 до 60 м.

Ваняшкинские слои на изученной территории не установлены и на такатинских слоях залегают либо вязовские слои или их аналог широковская пачка, либо яйвенская пачка или кальцеоловые слои.

Верхнеэйфельский подъярус

Зона *Anarcestes Stropheodonta uralensis* Vern. и *Leperditia moelleri* Schmidt

Вязовские слои D_2^1 vjas. В качестве отдельного стратиграфического горизонта живетского яруса D_2^{2a} они были описаны Ф. Н. Чернышевым [1889] в Юрезано-Айском районе. В 1948 г. С. М. Домрачев, В. С. Меленченко и Н. Г. Чочиа называли эти отложения вязовской свитой по пос. Вязовая на р. Юрезани, где они лучше всего обнажаются.

В Кизеловском районе вязовские слои представлены глинистыми породами ширококовской пачки, выделенной С. М. Домрачевым. И. И. Горским [1932], Н. В. Дорофеевым, П. А. Софроничским они объединялись с отложениями, позднее отнесенными к такатинским слоям. В Чусовском районе Б. П. Марковский [1948] выделял их под названием остракодовых слоев, а в Кизеловском районе он их не выделял как самостоятельный стратиграфический горизонт. В Пашийском районе вязовские слои были впервые выделены Д. Д. Дегтяревым (1949 г.). Вся фауна в описываемых отложениях представлена почти исключительно остракодами, лишь изредка встречаются кораллы и трилобиты.

По данным С. М. Домрачева, рассматриваемые слои в бассейне рр. Косьвы, Усьвы и Вильвы замещаются их возрастным аналогом — терригенной ширококовской пачкой и отсутствуют в районе г. Кизела и в разрезах скважин восточного края Русской платформы. В этих районах времени отложения вязовских слоев отвечал перерыв в осадконакоплении, фиксирующийся наличием терригенных осадков яйвенской пачки.

Аналогичная картина наблюдалась автором в скважинах в Удмуртии.

По петрографическому составу и фациальной характеристике среди отложений вязовских слоев можно выделить три типа разреза — карбонатный; глинисто-карбонатный; глинистый.

Разрезы карбонатного типа развиты в бассейне р. Чусовой от поселка Новоуткинск на юге до пос. Кын на севере (разрез: Староуткинск, Нотиха, Сулем, Афонины Брови, Усть-Утка). В разрезах этого типа вязовские слои сложены в основном известняками (от 20,8 до 55% суммарной мощности разреза) и доломитами (от 20 до 72% суммарной мощности разреза), с незначительными по мощности прослоями глинистых сланцев. Известняки и доломиты серые и темно-серые, массивные, с битуминозным запахом, иногда глинистые, окремненные. В известняках найдены крупные остракоды *Leperditia* ex gr. *barbotana* Schmidt, мелкие остракоды — *Carbonita grandis* Pol., *Knoxiella* aff. *inserica* Pol. Б. С. Соколовым в известняках с р. Дарьи (у пос. Староуткинск) определен *Favosites (Pachyfavosites) markovskii* Sok.

Максимальные мощности вязовских слоев в разрезах карбонатного типа наблюдались в верхнем и среднем течении р. Чусовой на участке р. Сулем — р. Межевая Утка, уменьшаясь к северу и югу от этой полосы. Наибольшей мощности они достигают в разрезе Сулем — 115 м, а минимальная мощность — 13 м наблюдалась в разрезе Усть-Кумыш.

Нижняя граница вязовских слоев в разрезах карбонатного типа прослеживается хорошо. Наблюдается смена терригенных пород такатинских слоев карбонатными отложениями вязовских слоев.

Разрезы вязовских слоев глинисто-карбонатного типа (Сылвица, Калаповка, Тесовая) развиты на участке р. Сылвица — кордон Калаповка на р. Вижае и имеют незначительное площадное распространение.

Вязовские слои в разрезах этого типа сложены преимущественно серыми и темно-серыми известняками и доломитами (до 75—80% суммарной мощности разреза), иногда с битуминозным запахом и в подчиненном количестве — глинистыми известняками, мергелями, аргиллитами, глинистыми сланцами (разрез Сылвица).

При микроскопических исследованиях установлено, что известняки являются мелкозернистыми (размер зерен до 0,2 мм), содержат скопления свежего пирита шаровидной формы и пустоты, выполненные прозрачным кальцитом.

Доломиты тонкозернистые (размер зерен до 0,1 мм), с очень хорошо ограниченными ромбическими зернами; в них содержится незначительное количество кластического материала, представленного кварцем.

В разрезе Калаповка в Пашийском районе (см. приложения, фиг. 4) С. М. Домрачевым вскрыт нижний и верхний контакты вязовских слоев, уточнено стратиграфическое положение вязовских и кальцеоловых слоев, в результате чего установлено, что вязовские слои залегают на такатинских слоях и покрываются кальцеоловыми. Ранее этот вопрос являлся дискуссионным, так как Б. П. Марковский (1948) считал кальцеоловые слои более древними, чем вязовские. Подробно об этом будет сказано ниже, при описании кальцеоловых слоев.

В разрезах глинисто-карбонатного типа найдена довольно многочисленная фауна, среди которой преобладают остракоды. Кроме остракод, имеются табуляты: *Spirocystis* sp. nov.; брахиоподы: *Spirifer* cf. *nudus* S o v., *Uncinulus* cf. *lubricus* N a l.; определены мелкие остракоды: *Aparchites* sp. nov., *Evlanella fregis* P o l., *Selebratina uralica* P o l., *Knoxiella insarica* P o l., *Schmidtella* sp., *Sacclata mirandis* P o l. (in litt.), — возможно, новый род, *Heldianella costata* P o l., *Cavellina* sp. nov., *Wenjucowia uralica* P o l., *Carbonita grandis* P o l. и крупные остракоды *Leperditia* ex gr. *möller*i S c h m i d t, З. А. Максимовой определены трилобиты — *Dechenella* (*Paradechenella*) *quarta* M a x.

Мощность вязовских слоев в разрезах глинисто-карбонатного типа уменьшается по сравнению с разрезами карбонатного типа.

Наибольшие мощности приурочены к средней части течения р. Чусовой (Сылвица) — 45,3 м. В районе г. Чусового вязовские слои, как и весь живетский ярус, отсутствуют. В Пашийском районе (Тесовая и Калаповка) мощности уменьшаются до 11—12 м.

Разрезы вязовских слоев глинистого типа развиты исключительно в Кизеловском районе на участке р. Вильва — р. Косьва (Широкое, Вильва и др.), где они замещаются их возрастным аналогом — широковской пачкой. Последняя, как уже отмечалось, была впервые выделена С. М. Домрачевым и названа по пос. Широкое на р. Косьве, где им описан типичный разрез.

Н. А. Гедройц, П. А. Софроницкий и Н. В. Дорофеев объединяли эту пачку с эйфельскими песчаниками, начиная здесь разрез живетского яруса с коралловых известняков. Возраст широковской пачки доказан найденной в ней фауной остракод и трилобитов, сходных с теми, которые встречены в вязовских слоях.

Широковская пачка сложена в основном глинистыми сланцами (до 78 % мощности всего разреза), иногда сильно песчанистыми, с подчиненными прослоями мергелей, доломитизированных известняков, доломитов и глинистых известняков, имеющих часто органогенно-обломочную структуру. В последних наблюдались многочисленные обломки раковин брахиопод *Streptorhynchus* sp., *Spirifer* aff. *subumbonus* Hall, гастропод *Bellerophon*, остракод, пелеципод *Avicula* (*Actinopteria*) ex gr. *boydi* Sogn. и другой неопределимой фауны. В нижней части пачки в глинистых сланцах определены остракоды *Beyrichiella* sp. nov., *Knoxiella inserica* Pol. (in litt.), *Bythocypsis* aff. *parsonia* Wilson, *Schmidtella* sp., *Uchtovia* aff. *egorovi* Pol., *Cavellina* sp. В верхней части пачки найден трилобит *Dechenella* (*Paradechenella*) cf. *markovskii* Makh.

При микроскопических исследованиях установлено, что глинистые сланцы содержат до 40—50 % кластического материала, представленного преимущественно кварцем и редкими обломками кремнистых пород. Форма зерен угловато-окатанная, иногда зерна кварца корродированы. Размер зерен от 0,09 до 0,1 мм. В породе в значительном количестве содержатся гидроокислы железа. Известняки, имеющие подчиненное значение в разрезе, являются преимущественно органогенно-обломочными (размер зерен от 0,2 до 0,3 мм) и обогащены глинистым материалом. Обломки довольно многочисленной фауны перекристаллизованы. В известняках встречены скопления зернистого пирита. Наблюдается обогащение известняков гидроокислами железа, неравномерно распределяющимися в породе.

Доломиты мелкозернистые, обогащенные гидроокислами железа. Размер зерен от 0,02 до 0,2 мм. Форма зерен преимущественно ромбическая. В породе содержатся обломки кварца алевроитовой размерности. Встречаются многочисленные прожилки, выполненные кальцитом. Ширина их до 0,2 мм.

Мощность ширококовской пачки изменяется от 22 м в разрезе Широкое до 12 м в более южных разрезах (Вильва).

Контакт вязовских слоев и ширококовской пачки с подстилающими отложениями такатинских слоев удалось проследить в разрезах Широкое, Тропицын Камень, Усть-Утка, Баронская, Сылвица.

К зоне *Anarcestes*, *stropheodonta uralensis*, и *Leperditia mölleri* относятся также яйвенская пачка, кальцеоловые и бийские слои.

Яйвенская пачка. Впервые А. П. Тяжева (1950 г.) описала терригенную пачку в нижней части кальцеоловых слоев р. Урюка у хут. Акавас на р. Белой под названием нижнекальцеолового горизонта. В этих пунктах пачка имеет мощность 3—4 м и залегает на ваянских (а местами такатинских) слоях и покрывается кальцеоловыми (верхняя часть).

Указания на присутствие терригенной пачки в средней части нижнеживетского подъяруса (по схеме 1951 г.) имеются в работах С. М. Домрачева, посвященных изучению девонских отложений р. Инзера на Южном Урале [1952] и Кизеловского района на Среднем Урале. На Южном Урале песчано-сланцевая толща нижнеживетского подъяруса была описана в разрезах р. Инзера у дд. Зуяково и Габдюково и на р. Басе (приток р. Инзера). В первых двух разрезах пачка залегает на вязовских слоях, а в третьем — на такатинских. В Габдюково и на р. Басе она покрывается кальцеоловыми слоями, а в Зуяково на ней с размывом залегают пашийские слои. Мощность пачки 2—3 м.

С. М. Домрачев включил эту песчано-сланцевую пачку в состав кальцеоловых слоев на основании наличия постепенного перехода от терригенных пород пачки к карбонатным породам кальцеоловых слоев, не выделив ее в качестве самостоятельного горизонта из-за ограниченности ее площадного распространения.

К. И. Адриановой описана аналогичная пачка песчаников и глинистых сланцев в разрезе р. Кадь (приток р. Яйвы) на Среднем Урале. Так же как в разрезах по р. Инзер, эта пачка залегает здесь на вязовских слоях и покрывается кальцеоловыми слоями.

Она названа яйвенской пачкой и выделена как самостоятельный стратиграфический горизонт девонских отложений западного склона Урала, а разрез по р. Кадь принят стратотипическим разрезом яйвенской пачки. Это название было принято в 1951 г. на совещании по выработке унифицированной схемы девонских отложений Русской платформы и западного склона Урала.

Отложения яйвенской пачки в Чусовском районе не установлены. Она развита в одном пункте в Кизеловском районе (скв. Г-13 в разрезе Половинка), где она впервые была описана П. А. Софроницким. Пачка была вскрыта в интервале 152—167 м и пред-

ставлена алевритистыми сидеритами, оолитовыми доломитами, сидеритизированными глинами, глинистыми сланцами. Мощность ее 6 м. В разрезе девонских отложений по берегу пруда у г. Кизела в закрытом промежутке между кровлей такатинских слоев и подошвой бийских С. М. Домрачевым наблюдалась полоса высыпок оолитовых железных руд, аналогичных встреченным в яйвенской пачке Краснокамско-Полазненского района. Эти данные позволяют допускать развитие яйвенской пачки и в Кизеловском районе. В. П. Батуриным, Н. Н. Соколовой и Л. П. Гмид в 1943—1944 гг. аналогичная пачка пород была описана под названием рудоносного горизонта живецкого яруса. По данным П. А. Софроницкого, в кровле этой пачки залегают мергели с обильной фауной кораллов, видимо, кальцеолового горизонта, выше переходящие в массивные криноидно-фавозитовые известняки бийских слоев.

На Краснокамско-Полазненском валу, у д. Залесной в скв. Р-7 и на Батуйской площади в основании кальцеоловых слоев Е. Н. Ларионовой выделена песчано-доломитовая пачка, соответствующая яйвенской пачке.

По данным наших исследований, эта пачка сложена песчанистыми доломитами с прослойками доломитистых песчаников. Иногда (в районе Кизела) в основании ее наблюдаются прослойки бурого оолитового известняка шамозитового состава (табл. 1).

Таблица 1

Химический анализ образца яйвенской пачки

| № образца | Местонахождение | Содержание в % на воздушно-сухую породу | | | | | | |
|-----------|-----------------|---|--------------------------------|----------------------|----------------------|------|-------------------------|--------|
| | | Нерастворимый остаток | Fe ₂ O ₃ | FeO | CaO | MgO | Потеря при прокаливании | Сумма |
| 242 в | Кизел | $\frac{0,510}{5,88}$ | $\frac{0,013}{81,02}$ | $\frac{0,002}{1,04}$ | $\frac{0,001}{0,16}$ | 0,07 | 11,36 | 100,13 |

Примечание. Цифры в числителе дроби — молекулярные числа, с которыми можно оперировать как с миллиграмм-эквивалентами.

Доломиты мелкозернистые, плотные, иногда сильно песчанистые. Песчаники кварцевые, с доломитовым цементом. В них найдены членики криноидей, обломки раковин брахиопод и мелкочаечистые табуляты. Мощность пачки от 2 до 10 м.

В Удмуртии В. Н. Тихим и Е. Н. Ларионовой (в Варзи-Ятчах, Пычасе, Бураново) выделяется пачка пород, по своему стратиграфическому положению, петрографическому составу, а также на основании данных каротажа и находок редких *Lepre-ditia*, отнесенная к яйвенской пачке и кальцеоловым слоям.

В Варзи-Ятчах в скв. Р-7, под отложениями пашийских слоев на глубине 1649 м залегают нерасчлененные осадки, сопоставляемые с яйвенской пачкой, кальцеоловыми и, возможно, бийскими слоями вместе взятыми. В верхней части эти отложения представлены известняками песчанистыми с прослоями глинистых сланцев, с члениками криноидей. Нижняя часть характеризуется алевролитами, песчаниками и аргиллитами. Аргиллиты содержат редкую фауну брахиопод плохой сохранности. Мощность этих отложений около 16 м.

Известняки доломитизированные, алевролитистые, в отдельных участках переходящие в алевролиты кварцевые, с сидеритовым цементом. Кластический материал в них составляет 55—60%. Цемент базальный.

Из сказанного видно, что яйвенская пачка развита не только на западном склоне Южного и Среднего Урала, но и в Прикамье. Ее присутствие характеризует собой наличие местного размыва или перерыва в осадконакоплении перед отложениями кальцеоловых слоев. Последнее подтверждается выпадением из разреза в описанных пунктах верхних горизонтов. нижнеэфельского подъяруса — вязовских слоев, имеющих повсеместное развитие в бассейне р. Чусовой.

Яйвенская пачка залегает на различных стратиграфических горизонтах. В Прикамье она залегает на осадках нижнебавлинской свиты (Бураново — Р-3), на породах фундамента (Пычас — Р-1, Варзи-Ятчи — Р-8). В Пермском и Кизеловском районах она залегает на такатинских слоях. В Варзи-Ятчах в скважине Р-7 нами наблюдался переход от кварцевых алевролитов яйвенской пачки к аркозовым косослоистым мелкозернистым плотным песчаникам нижнебавлинской свиты.

Кальцеоловые слои D_2^2 calc. Кальцеоловые слои получили свое название от своеобразного коралла *Calceola* ex gr. *sandalina* L., один из вариантов которого является для них руководящей формой. На исследованной территории они имеют наибольшее широкое распространение.

Описываемые отложения были впервые установлены в Пашийском районе К. В. Марковым [1907], который считал их аналогами известняков с *Pentamerus baschkiricus* D_2^2a схемы Ф. Н. Чернышева.

В Кизеловском районе они были изучены Н. А. Гедройцем и П. А. Софроницким [1941], на р. Усьве у Тропицына Камня и на р. Косье у пос. Широкое — Н. В. Дорофеевым, а также В. Н. Крестовниковым. На рр. Вильве и Вижае кальцеоловые слои были описаны Д. Д. Дегтяревым (1949 г.). Последний неправильно считал эти отложения маркирующим горизонтом, определяющим стратиграфическое положение пашийской свиты, покрывающей в этом районе кальцеоловые слои. Совершенно очевидно, что такая точка зрения может быть принята только как частный случай, характерный для ограниченной площади

в пределах Пашийского района, где пашийские слои в некоторых разрезах залегают непосредственно на кальцеоловых слоях в связи с глубоким предпашийским размывом, уничтожившим отложения всего живетского яруса и часть эйфельского. В полных разрезах кальцеоловые слои отделены от пашийских десятками метров.

На р. Чусовой описываемые слои были выделены нами впервые в составе живетских отложений в разрезах Поляковка, Кын и Баронская в 1950 г. Тем самым была установлена южная граница распространения кальцеоловых слоев в пределах Среднего Урала, совпадающая с течением р. Межевой Утки. Залегание их в Чусовском районе между вязовскими и бийскими слоями и аналогичное положение их в Пашийском районе, установленное С. М. Домрачевым в 1949 г., позволило разрешить спорный вопрос об их стратиграфическом положении. Последний заключался в представлении некоторых исследователей о более древнем возрасте кальцеоловых слоев по сравнению с остракодовыми известняками вязовских слоев [Б. П. Марковский, 1948 г.], или об одновозрастности и взаимном фациальном замещении их друг другом в различных районах (А. П. Тяжева, 1949 г., С. М. Домрачев, 1948 г.). Приведенные ниже материалы показывают, что кальцеоловые слои занимают всегда более высокое стратиграфическое положение, чем вязовские слои. В Пермском Прикамье А. С. Ердяков, Е. Н. Ларионова и Н. И. Пьянкова (1947 г.) выделили возрастной аналог кальцеоловых слоев — сирингопоровые известняки — по нахождению в них кораллов — *Syringopora eifeliensis* Sch l ü t. В этом районе последние имеют повсеместное распространение. В Удмуртии (в Варзи-Ятчах в скв. Р-7) они рассматривались вместе с отложениями яйвенской пачки и были описаны выше. В Пычассе и Бураново нами, как это указывалось выше, выделяются аналоги яйвенской пачки, кальцеоловых и, возможно, бийских слоев вместе взятых, представленные терригенными породами.

Для кальцеоловых слоев в Чусовском районе и в Прикамье можно выделить два типа разрезов: 1) разрезы глинисто-карбонатные; 2) карбонатные разрезы.

Глинисто-карбонатный тип разреза развит в бассейне р. Чусовой на участке р. Межевая Утка — разрез Поляковка (разрезы Афонины Брови, Поляковка), в Пашийском и Кизеловском районах. Представлены они глинистыми сланцами серой и коричневатой-серой окраски (от 22 до 50 % мощности разреза), серыми и темно-серыми глинистыми известняками (от 32 до 50 %), мергелями и доломитами.

При микроскопическом изучении установлено, что известняки тонко- и среднезернистые (размер зерен от 0,03 до 0,3 мм), в отдельных участках перекристаллизованные, обогащенные глинистым материалом. В известняках наблюдались доломитизированные участки. Форма зерен окатанная. В некоторых разрезах в известняках кальцеоловых слоев наблюдались многочисленные

обломки фауны и скопления пирита в форме шариков. В верхней части разреза преобладают толстослойные криноидные известняки (в Кизеловско-Пашийском районе). В отдельных разрезах наблюдается обогащение пиритом и битумом (разрез Тесовая). Кальцеоловые слои часто бывают переполнены фауной. Особенно обильны и разнообразны кораллы, представленные ругозами и табулятами; реже встречаются пелециподы, брахиоподы, гастроподы и трилобиты. Из них определены: *Syringopora eifeliensis* Schlüt., *Favosites goldfussi* Orb., *F.* sp. nov. (ex gr. *alpinensis* Winch.), *F.* cf. *alveolitoides* Porf., *F.* ex gr. *placenta* Rom., *F.* (*Pachyfavosites*) *markovskii* Sok. (in litt.), *F.* (*Pachyfavosites*) *polymorphus* Goldf., *Chaetetes* sp., *Chaetetella* (*Chaetetiporella*) sp. (?), *Alveolites* cf. *maillieuxi* Salce, *Thamnopora* sp., *Cladopora* sp., *Calceola* ex gr. *sandalina* Lam., *Tryplasma devonica* Soshk., *Aphyllum* sp. nov., *Arcophyllum typis* Mark., *A.* aff. *uralicum* Bulw., *Uralophyllum* ex gr. *unicum* Soshk., *Zonophyllum parvum* Mark., *Pseudozonophyllum* ex gr. *versiforma* Mark., *Campophyllum soetenicum* Schlüt., брахиоподы *Stropheodonta uralensis* Vern., *Streptorhynchus* sp., *Gypidula* ex gr. *galeata* Dal m., *Spirifer subumbonus* Hall, *Athyris subconcentrica* Vern., трилобиты *Dechenella* (*Paradechenella*) cf. *markovskii* Мах.

В разрезе Тропицын Камень, по данным С. М. Домрачева, в средней части кальцеоловых слоев определены остракоды — *Beyrichiella* sp. nov., *Knoxiella inserica* Pol. (in litt.), *Haliella* ex gr. *fissurella* Ulr. et Bassl., *Bythocypris* aff. *parsonia* Wilson.

Мощность кальцеоловых слоев в глинисто-карбонатном типе разреза изменяется от 8,5 до 13 м.

Разрезы карбонатного типа развиты в Краснокамско-Полазненском районе. Описание кальцеоловых слоев района Варзи-Ячей приводилось выше в разделе о яйвенской пачке. В Краснокамско-Полазненском районе аналоги кальцеоловых слоев — сирингопоровые известняки представлены темно-серыми и серыми, обычно глинистыми известняками с прослоями темных мергелей. Изредка среди известняков встречаются прослой битуминозных сланцеватых глин. Известняки, часто трещиноватые, содержат включения пирита. В них характерно присутствие разнообразных кораллов, реже брахиопод, пелеципод, гастропод и трилобитов, а также члеников криноидей с двойным и крестообразным каналом. В отдельных участках известняки переполнены кораллами *Syringopora eifeliensis* Schlüt., *Favosites goldfussi* Orb., *F.* ex gr. *placenta* Rominger, *Alveolites* sp., *Calceola* ex gr. *sandalina* Lam., брахиоподами *Streptorhynchus* sp., *Gypidula* sp., *Athyris subconcentrica* Vern., трилобитами *Dechenella* sp., *Paradechenella markovskii* Мах.

Полная мощность кальцеоловых слоев в разрезах Краснокамско-Полазненского района изменяется от 6 до 20 м. Аналоги

яйвенских и кальцеоловых слоев в Бураново и Пычасе имеют мощность от 10 до 12 м. Нижнюю границу кальцеоловых слоев удалось изучить только в разрезах глинисто-карбонатного типа. Осадки кальцеоловых слоев постепенно, без видимого размыва и перерыва, переходят в отложения вязовских слоев, а при наличии яйвенской пачки переход к кальцеоловым слоям выражен довольно резко в тех разрезах, где кальцеоловые слои представлены карбонатными отложениями.

В Лобаново и Батуях перед отложением кальцеоловых слоев наблюдался перерыв, соответствующий времени отложения вязовских и ваянских слоев (см. приложения, фиг. 3).

Бийские слои D₂² bii. Ф. Н. Чернышевым в 1883 г. в живетском ярусе Урала был выделен самостоятельный стратиграфический горизонт с *Pentamerus baschkiricus* Verh. под индексом D₂²a.

С. М. Домрачевым, В. С. Мелешенко и Н. Г. Чочиа [1948], по предложению Б. П. Марковского, этот горизонт был переименован в бийские слои. Он назван по р. Бия, на левом берегу которой у с. Айлино расположены лучшие обнажения, описанные Ф. Н. Чернышевым.

На изученной территории бийские слои под разными подразделениями выделялись, начиная с А. А. Краснопольского, большинством исследователей. К. В. Марковым [1907] и И. И. Горским [1932] эти отложения описывались под названием горизонта D₂²a. Н. А. Гедройцем и П. А. Софроницким они выделялись как средняя часть живетского яруса. Н. В. Дорофеевым они назывались известняково-доломитовой свитой D₂²b. Б. П. Марковским [1948] в бассейне р. Чусовой бийские слои выделялись как слои с *Conchidium baschkiricus* Verh.

В Краснокамско-Полазненском районе А. С. Ердяков, Е. Н. Ларионова и Н. И. Пьянкова (1947) описывали аналогичные отложения под названием «фавозитово-строматопоровых известняков», венчающих собой разрез живетского яруса для этого района.

Бийские слои распространены повсеместно. В Кизеловско-Пашийском районе, по данным С. М. Домрачева, они имеют развитие на участке Широкое — Пашийка — Рассольная и выпадают из разреза лишь в отдельных пунктах в связи с глубоким предпашийским размывом — в разрезе Зыковского рудника к северу от пос. Пашия (по данным А. А. Краснопольского) и у пос. Кусье-Александровское (разрез Шайтан). В Чусовском районе бийские слои развиты не везде. Они известны на участке от пос. Староуткинск на юге до р. Серебрянки в среднем течении Чусовского района и на участке от устья р. Б. Свадебная до устья р. Кумыш в северной части Чусовского района. В Пермском Прикамье бийские слои также имеют локальное распространение. Они присутствуют в Краснокамско-Полазненском районе и отсутствуют в разрезах Лобаново, Батуев, в Удмуртии и на Уфимском плато.

Бийские слои имеют очень выдержанный однородный состав и не обнаруживают заметных фациальных изменений. Их мощность резко колеблется в зависимости от глубины древнего размыва, предшествовавшего отложениям вышележащих горизонтов. На всей изученной территории бийские слои сложены преимущественно серыми и темно-серыми известняками с подчиненными прослоями доломитов, мергелей и глинисто-известковых сланцев. Известняки часто доломитизированные, преимущественно массивные, толстослоистые, пелитоморфные, тонкозернистые, иногда органогенно-обломочной структуры, с битуминозным запахом. Среди известняков встречены амфипоровые, криноидные и брахиоподовые разности. Руководящей фауной для бийских слоев являются *Conchidium pseudobaschkiricus* Tschern. и *Stropheodonta uralensis* Verh. Фауна, встречающаяся в бийских слоях, довольно многочисленна. Отсюда определены: *Stromatopora* sp., *Clathrodictyon regularis* var. *carnicum* Vin., *C. ex gr. regularis* Ros., *Amphyopora* (?) sp., *A. ramosa* Phill., табуляты *Chaetetes* sp., *C. ex gr. stromatoporoides* F. Roem., *Favosites goldfussi* var. *uralensis* Sosnk., *F. placenta* Rom., брахиоподы — *Conchidium baschkiricus* Verh., *Stropheodonta uralensis* Verh.

Мощности бийских слоев довольно значительны. В Чусовском районе полная мощность их известна только для разреза Серебрянка; здесь на Камне Крутом она достигает 109 м. В Кизеловско-Пашийском районе мощности изменяются от 50 м (видимая мощность) в разрезе Пашийка — Рассольная до 62 м в разрезе Мултык. В разрезах Калаповка и Вильва мощности изменяются от 22 до 36 м. Минимальная мощность этих отложений наблюдалась на юге Пашийского района, где она равна 6 м. В Краснокамско-Полазненском районе, по данным Е. Н. Ларионовой (1951), мощность колеблется от 20 до 37 м.

Характер нижнего контакта бийских слоев неодинаков. В тех разрезах, где они подстилаются отложениями кальцеоловых слоев, переход резкий. Наблюдается смена петрографического состава и комплекса фауны, но размыва не отмечается. В тех разрезах, где бийские слои подстилаются вязовскими, переход постепенный.

Живетский ярус D_2^3

Зона *Agoniatites* и *Stringocephalus burtini* Defr.

Объем живетского яруса в полных разрезах включает афонинские слои (инфрадоманик), чусовские и чеславские слои.

Рассматриваемые отложения в бассейне р. Чусовой развиты в ее верхнем и среднем течении — от разреза Перескачки на юге до широты р. Серебрянки на севере. В более северных разрезах в бассейне р. Чусовой они отсутствуют, появляясь снова в Кизеловском районе и в восточной части Пашийского района. На Уфимском плато (Чернушка, Пудлинги) эти отложения отсут-

ствуют. В последнее время, как об этом уже было сказано выше, из нижней части терригенной толщи, ранее относившейся к пашийским слоям, в Бураново, Пычасе и Пермском Прикамье, были выделены отложения живетского яруса. Это было сделано на основании находок спор живетского возраста, редких эстерий, сопоставления данных каротажа и по аналогии с разрезами Голышурмы.

Афонинские слои D_2^2 af. Афонинские слои (инфрадоманик) были выделены впервые Б. П. Марковским (1946) в бассейне р. Чусовой под названием инфрадоманика. Этим Б. П. Марковский подчеркнул фациальное сходство описываемых слоев с доманиковыми отложениями франского яруса.

На совещании по выработке унифицированной схемы девонских отложений в 1951 г. инфрадоманик был переименован в афонинские слои по названию Камня Афоины Брови на р. Чусовой, где Б. П. Марковским впервые были изучены эти отложения и установлена их принадлежность к живетскому ярусу.

Прежними исследователями [А. Н. Иванов, 1939] они описывались как отложения доманика франского яруса. В Кизеловском районе И. И. Горский [1932] также относил описываемые отложения к франскому ярусу. Н. А. Гедройц и П. А. Софроницкий доказали их живетский возраст. Н. В. Дорофеев (1946) выделял эти отложения под названием «глинисто-известняковой свиты» живетского яруса. По схеме, принятой на совещании по стратиграфии Урала, афонинские слои имеют верхнеживетский возраст.

Афонинские слои развиты локально, в зависимости от глубины предпашийского размыва. В Кизеловском районе они присутствуют почти во всех разрезах.

В Пашийском районе афонинские слои отсутствуют в связи с предпашийским размывом, уничтожившим их, появляясь лишь на востоке в разрезе Пашийка.

В Чусовском районе афонинские слои развиты в верхнем и среднем течении р. Чусовой к югу от р. Серебрянки до д. Трека (в верхнем течении р. Чусовой). В более южных разрезах они не известны.

В Прикамье они также не выделяются, так как здесь разрез живетских отложений представлен терригенной пачкой небольшой мощности, ранее включавшейся в состав пашийской свиты [Е. Н. Ларионова, 1949; С. М. Домрачев], а теперь рассматривающейся как аналог чусовских и чеславских слоев по аналогии с другими разрезами, где в них найдены эстерии.

В афонинских слоях по петрографическому составу можно выделить два типа разреза:

- 1) карбонатный;
- 2) глинисто-карбонатный.

Разрезы карбонатного типа (Сулем, Баронская, Нотиха, Афоины Брови) развиты в Чусовском районе на участке р. Трека

(на юге) — р. Межевая Утка (на севере). Афонинские слои в разрезах этого типа представлены толщей известняков, переслаивающихся с глинистыми известняками, доломитизированными известняками, доломитами, горючими сланцами, глинистыми сланцами и мергелями. В подчиненном количестве присутствуют органогенно-обломочные известняки (0,8 % мощности разреза).

В разрезе Усть-Утка в составе афонинских слоев преобладают битуминозные и кремнистые известняки, известково-глинистые сланцы (битуминозные).

В карбонатных разрезах афонинских слоев присутствует фауна брахиопод: *Schizophoria striatula* Schloth., *Productella* ex gr. *subaculeata* Murch., *Productella* sp., *Gypidula brevirostris* Phill., *Atrypa desquamata* Sow., *A.* cf. *desquamata* Sow., *A. bifidaeformis* Tschern., *A. zonata* Schnur, *A.* ex gr. *reticularis* L., *A. aspera* Schloth., *Spirifer subumbonus* Hall, *Athyris* sp., *Buchiola* sp., птероподы *Styliolina* sp.

В Чусовском районе Б. П. Марковским, помимо встреченной фауны брахиопод, пелеципод и птеропод, была обнаружена фауна гониатитов *Agoniatites inconstans* Phill., *A.* sp., *Tornoceras simplex* Buch., а также *Orthoceras opimum* Barr.

Мощности афонинских слоев изменяются от 13 м в разрезе Баронская, увеличиваясь к югу до 50 м (в разрезе Сулем).

Разрезы глинисто-карбонатного типа развиты в Кизеловском районе и известны только в одном пункте на р. Чусовой — на Камне Крутом (разрез Серебрянка) и в одном разрезе Пашийского района на р. Пашийка. Они представлены переслаиванием глинистых сланцев, глинистых черных и темно-серых битуминозных известняков, светлых известняков, мергелей в подчиненном и незначительном количестве присутствуют доломиты (до 3 % мощности разреза) и битуминозные известково-глинистые сланцы (до 5 % мощности разреза).

В Кизеловском районе афонинские слои развиты повсеместно, за исключением разрезов Усть-Вишай и Кривой Рог. Наиболее полный их разрез изучен у поселка Широкоос. В этом разрезе выделяются две пачки. В основании нижней пачки на бийских слоях залегают доломиты желтовато-серые, мелкокристаллические, микрополосчатые, тонкоплитчатые. Выше они сменяются пачкой переслаивающихся глинистых сланцев и подчиненных им известняков. Глинистые сланцы имеют пеструю окраску. Изредка присутствуют прослои битуминозных черных хрупких горючих сланцев. В известняках встречена фауна брахиопод *Atrypa aspera* Schloth., *A.* ex gr. *reticularis* L., *Spirifer subumbonus* Hall, *Spirifer aculeatus* Schnur, пелециподы, остракоды. Общая мощность пачки 23 м.

Верхняя пачка сложена известняками с очень тонкими прослоями черных горючих сланцев. Известняки темно- и светло-серые, афанитовые, толстослоистые, прослоями доломитизированные, плотные, крепкие, иногда с выделениями битума по трещинам. В известняках встречена фауна *Pholidostrophia* cf. *salairica*

Rzon., *Ph.* sp., *Schizophoria striatula* Schloth., *Atrypa aspera* Schloth., *A.* ex gr. *reticularis* L., *Spirifer* aff. *subumbonus* Hall. В горючих сланцах наблюдаются скопления птеропод *Tentaculites* sp., *Styliolina* sp. Мощность пачки 15,5 м. Общая мощность афонинских слоев равна 38,5 м. Выше залегают пашийские слои. В других разрезах Кизеловского и Пашийского районов по рр. Усьве, Вильве и Пашийке, кроме вышеприведенной, встречена фауна одиночных кораллов, брахиопод *Lingula* sp., *Schizophoria* ex gr. *striatula* Schloth., *Productella* ex gr. *subaculeata* Murch., *Streptorhynchus* sp., *Chonetes sarcinulata* Schloth., *Gypidula brevirostris* Phill., *G.* ex gr. *galeata* Dalm., *Atrypa desquamata* Sow., *A.* ex gr. *reticularis* L., *A. aspera* Schloth., *A.* aff. *bifidaeformis* Tschern., *Spirifer subumbonus* Hall, а также пелециподы *Avicula* (*Leptodesma*) sp. nov., *Aviculopecten* (*Lyriopecten*) ex gr. *ingriae* Vern., *Modiola* sp., *Buchiola* sp., птероподы *Styliolina* sp., *Tentaculites* sp., неопределимые гониатиты, *Orthoceras* sp. и остракоды. Мощность афонинских слоев в разрезах глинисто-карбонатного типа колеблется от 6,2 м в разрезе Пашийка-Рассольная в Пашийском районе до 15,3 м в разрезе Мултык и достигает 38 м в разрезе Широкое.

Контакт афонинских слоев с подстилающими отложениями бийских слоев выражен отчетливо, но признаков размыва и перерыва не наблюдалось. Контакт не всегда доступен для изучения.

Чусовские слои D_2^a chus. Б. П. Марковским при полевых исследованиях летом 1941 г. в бассейне р. Чусовой была установлена и названа чусовской свитой толща песчаников и сланцев верхнеживетского возраста.

С. М. Домрачев, В. С. Мелещенко и Н. Г. Чочиа [1948] считали ее базальной свитой верхнеживетского подъяруса и по ее подошве проводили границу между подъярусами на Южном Урале.

В Чусовском районе отложения чусовской свиты развиты на участке между разъемом Перескачки (в верховьях р. Чусовой) и разрезом Поляковка (ниже устья р. Б. Свадебная) в среднем течении р. Чусовой. В Пашийском районе чусовская свита установлена только в разрезе Пашийка.

На Уфимском плато (Чернушка, Пудлинги) чусовские слои отсутствуют (см. приложения, фиг. 5). В Удмуртии и Пермском Прикамье аналоги чусовских слоев рассматриваются вместе с аналогами чеславских слоев.

В бассейне р. Чусовой для чусовских слоев намечаются разрезы двух типов:

- 1) песчано-алевритового,
- 2) карбонатно-глинисто-песчаного.

Разрезы песчано-алевритового типа развиты на участке пос. Новоуткинск — р. Серебрянка. Они сложены преимущественно кварцевыми песчаниками и алевритами светлой окраски (от 65

до 100% мощности разреза) — разрезы Сулем, Новоуткинск, Серебрянка и др. В подчиненном количестве присутствуют аргиллиты, глины и глинистые сланцы, ожелезненные кварцевые песчаники — Нотиха. В разрезе Афонины Брови и Камень Крутой (р. Серебрянка) среди отложений чусовских слоев наблюдались прослой бокситовидных пород незначительной мощности. В разрезе Нотиха чусовские слои сложены преимущественно темно-серыми «пятнистыми», глинистыми песчаниками и зеленовато-серыми и темно-серыми кварцевыми алевролитами (до 90% мощности).

Для более полной характеристики рассматриваемого типа приведем описание чусовских слоев разреза Афонины Брови, расположенного по правому берегу р. Чусовой в 6 км выше поселка Усть-Утка. Здесь на контакте афонинских и чусовских слоев залегает прослой черной, с красноватым оттенком бокситовидной породы с неясными образованиями оолитового строения. Мощность этого прослоя 2,1 м. Выше разрез представлен кварцевыми алевролитами, мощностью 8 м. В кровле залегают глинистые сланцы с подчиненными прослоями алевролитов. Мощность верхней части разреза — 8 м.

В чусовских слоях в разрезах песчано-алевролитового типа встречается фауна кораллов — ругоз, табулят *Alveolites* sp., брахиопод *Spirifer pseudopachyrinchus* Tschern. и др.

Максимальная мощность чусовских слоев наблюдалась в верхнем течении р. Чусовой в разрезах Новоуткинск — 35 м и Афонины Брови — 16 м. К юго-востоку от разреза Афонины Брови наблюдаются минимальные мощности — от 3,9 м. в разрезе Нотиха до 1,3 м в разрезе Сулем. Такое же уменьшение мощностей отмечается и в северо-западном направлении от вышеупомянутого разреза — до 4,2 м в разрезе Камень Крутой. Во всех разрезах описываемого типа осадки чусовских слоев залегают трансгрессивно на различных горизонтах афонинских слоев.

Разрезы карбонатно-глинисто-песчаникового типа имеют локальное распространение и описаны в разрезах Перескачки, Поляковка и Пашийка.

Отложения чусовских слоев в разрезах этого типа характеризуются появлением известняков и глинистых пород, приуроченных к верхней части разреза.

Глинистые породы представлены глинистыми сланцами и мергелями. Известняки серые, коричневато-серые, глинистые, часто разрушенные. Иногда среди известняков встречаются прослой карбонатно-железистой породы. Песчаники и алевролиты светлых тонов, кварцевые, иногда кварцитовидные. В известняках встречена фауна табулят *Alveolites* cf. *suborbicularis* Lam., *Thamnopora* sp. indet., брахиопод *Schizophoria* ex gr. *striatula* Schloth., *Productella* ex gr. *subaculeata* Murch., *Atrypa zonata* Schuur, *A. desquamata* Sow., *A.* ex gr. *reticularis* L., *A.* sp., *Spirifer pseudopachyrinchus* Tschern., *Sp.* ex gr. *undifer*

Р о с т., *Dechenella polonica* G ü r i c h., остракоды *Uch-*
tovia sp.

Мощности чусовских слоев изменяются от 34 м в разрезе Новоуткинский до 3,6 м в нижнем течении р. Чусовой (разрез Поляковка), увеличиваясь до 28 м в разрезе Пашийка. Отложения чусовских слоев в разрезах этого типа залегают трансгрессивно на разных стратиграфических горизонтах.

Наши исследования показали, что в разрезе Поляковка чусовские слои с размывом ложатся сразу на кальцеоловые слои верхней фельдской подъяруса. Бийские и афонинские слои уничтожены предчусовским размывом. В разрезе Пашийка от древнего размыва сохранилась лишь нижняя часть афонинских слоев.

Чеславские слои. Чеславские слои впервые были описаны Ф. Н. Чернышевым [1887], а затем Д. В. Наливкиным [1926] на Южном Урале под индексом D₂a. Позднее Б. П. Марковским [1948] вышеуказанные отложения были выделены в разрезе жигетского яруса бассейна р. Чусовой под названием слоев со *Stringocephalus burtini* D e f r.

С. М. Домрачевым, В. С. Мелещенко и Н. Г. Чочиа на Южном Урале слоям со *Stringocephalus burtini* D e f r. было присвоено название чеславской свиты по названию сел. Чеславки на р. Ай.

Чеславские слои не имеют повсеместного распространения. Они развиты в бассейне р. Чусовой на участке от разъезда Перескачки до р. Серебрянки (разрезы Сулем, Нотиха, Новоутинский, Баронская, Пашийка, Рассольная, Серебрянка) и установлены С. М. Домрачевым в двух самых восточных разрезах в Пашийском районе — Пашийка и Рассольная. На остальной площади Пашийского района, в северной части р. Чусовой и в Кизеловском районе они уничтожены предпашийским размывом.

Как уже было указано выше, в Пермском Прикамье и в Удмуртии выделяются живетские отложения, более детальное расчленение которых невозможно, и они рассматриваются как аналоги чусовских и чеславских слоев.

Отложения чеславских слоев представлены довольно однородно. В их составе преобладают серые и темно-серые массивные известняки, большей частью битуминозные, иногда органогенные. В разрезах Пашийка и Рассольная присутствуют прослои мергелей и глин. В разрезе Сулем в составе чеславских слоев в их верхней части имеются доломиты.

Известняки серые и темно-серые, часто органогенно-обломочные, толстослойные, в отдельных участках известняки окремнелые; мергели серые и темно-серые, тонко- и среднеплитчатые. Доломиты серые, темно-серые, плотные с неровным изломом. Из чеславских слоев собрана и определена фауна: *Stromatopora* sp., *Alveolites* sp., *A. cavernosus* L e c., *A. suborbicularis* L a m., *Calipora* aff. *baterbyi* (M. E d w. et H a i m e), *Thamnopora vermicularis* (M c ' S o y), рогозы *Campophyllum litvinovitschae* S o s h k., *Grypophyllum* cl. *isactis* (F r e c h.), *Megaphyllum*

paschiense S o s h k., *Peneckiella darvini* F r e c h., брахиопод *Lingula* sp., *Schizophoria* ex gr. *striatula* S c h l o t h., *Productella* ex gr. *subaculeata* M u r c h., *Gypidula* sp., *Atrypa* sp., *A. cf. desquamata* S o w., *A. ex gr. reticularis* L., *A. ex gr. aspera* S c h l o t h., *A. douvillei* M a n s., *Spirifer* sp., *Sp. subumbonus* H a l l, *Stringocephalus burtini* D e f r., пелециподы, ортоцератиты, трилобиты *Dechenella* aff. *romanovskii* T s c h e r n.

В Пашийском районе мощность чesлавских слоев в разрезе Пашийка — Рассольная достигает 30 м (видимая мощность). В Чусовском районе мощность слоев 0,9 м в разрезе Баронская, увеличивается до 17,5 м в разрезе Сулем и уменьшается до 6,9 м в разрезе Нотиха. В более южных разрезах мощность увеличивается и в разрезе Новоуткинский достигает 20 м. Такое изменение связано, по-видимому, с глубиной предпашийского размыва, в результате которого пашийские слои залегают трансгрессивно на различных стратиграфических горизонтах эйфельского и живетского ярусов. В разрезе Сыльвица пашийские слои залегают на вязовских слоях нижнеэйфельского подъяруса; в разрезе Б. Семеновка пашийские слои залегают на такатинских слоях, а в разрезе Поляковка — на чусовских. Как уже было указано выше, только в одном пункте — разрезе Сулем — верхняя часть чesлавских слоев сложена доломитами. Во всех остальных доломиты отсутствуют.

В разрезе Староуткинский, в обнажениях и канавах, расположенных по р. Дарье по ее левому берегу, нами описана пачка кварцевых песчаников, известковистых глинистых сланцев и известняков, по своему стратиграфическому положению и фауне отнесенная нами к живетскому ярусу. Дать расчленение этой пачки на более дробные стратиграфические горизонты не представляется возможным. Эти отложения отделены от вязовских слоев закрытым промежутком в 45 м мощности. Нижняя часть этой пачки сложена темно-серыми известняками с фауной брахиопод плохой сохранности — *Atrypa desquamata* S o w. и фораминифер *Bisphaera elegans* var. *subsphaerica* V i s s. и *Ammodiscus* (?) sp. Непосредственно вверх по разрезу известняки сменяются кварцевыми песчаниками, выше переходящими в алевролиты с прослоями известняков. На них залегают пачка глинистых сланцев с прослоями известняка, с фауной *Atrypa desquamata* S o w. По-видимому, это аналоги чусовских и чesлавских слоев.

ВЕРХНИЙ ДЕВОН

Стратиграфическая схема верхнедевонских отложений западного склона Урала, принятая девонским совещанием 1951 г., отличается от стратиграфической схемы среднего девона выделением трех основных типов разрезов, представленных осадками резко различных фаций. В этой схеме отражаются различные фациальные условия, существовавшие при накоплении осадков

того или другого типа. При выделении наиболее дробных стратиграфических подразделений среди этих отложений, начиная со среднефранского подъяруса, не удается установить разновозрастных горизонтов, представленных однотипными в фаціальном отношении осадками на всем протяжении западного склона Урала или даже его части. Но при всем разнообразии фаціальных типов наблюдается их неоднократная повторяемость вдоль Урала, что не позволило применять географические названия для типов разрезов. Поэтому в унифицированной схеме был принят фаціально-тектонический принцип выделения типов разрезов и соответствующее им стратиграфическое расчленение (табл. 2).

Таблица 2

| Ярус | Подъярус | Предуральский прогиб | | | Зоны поднятий в прогибе | |
|----------------|-----------------|----------------------|---------------------|-------------------|---------------------------------------|---|
| | | Брахиподовые фации | Цефалоподовые фации | | Каратау | Краснокамск — Койва |
| Фаменский | Верхнефаменский | Левигитовые слои | | Губахинская свита | Отсутствуют | Известняки и доломиты фаменского яруса |
| | | Мурзакаевские слои | Пролобитовые слои | | | |
| | Нижнефаменский | Макаровские слои | Хейлоцевровые слои | | Гремячинские слои | |
| Франский | Верхнефранский | Барминские слои | Крикитовые слои | | Усть-катавские слои Орловские слои | Усть-катавская свита |
| | | Аскынские слои | | | | |
| | Среднефранский | Мендымские слои | | | Самсоновские слои | Известняки и доломиты среднефранского подъяруса |
| | | Доманиковские слои | | | | |
| | | Саргаевские слои | | | | |
| | Нижнефранский | Кыновские слои | | | | |
| Пашийские слои | | | | | | |

В табл. 2 выделен разрез Краснокамск — Койва в связи с тем, что в этих районах выше кыновских слоев оказалось невозможным выделить дробные стратиграфические горизонты в верхнем девоне такие же, какие выделены в унифицированной схеме.

Для разрезов гониатитовых фаций фаменского яруса изученного района в таблице выделена губахинская свита также в связи с невозможностью более дробного расчленения разрезов.

Франский ярус D₁

Нижнефранский подъярус D₁¹

Нижнефранский подъярус по решению совещания 1956 г. соответствует биостратиграфической зоне *Koenenites nalikini* G. L j a s h., *Cyrtospirifer murchisonianus* V e g n., в которой выделяют пашийские и кыновские слои.

Пашийские слои D₁ pash. В описываемом районе пашийские слои до 1939 г. выделялись И. И. Горским и другими исследователями под названием рудоносной толщи живетского яруса. На Южном Урале А. К. Белоусов в 1936 г. впервые применил для этой толщи название пашийской свиты и отнес ее к основанию франского яруса, без палеонтологического обоснования.

Вопрос о нижней границе франского яруса долго являлся спорным. До 1939 г. существовало мнение, что пашийская свита имеет живетский возраст. Геологи, работавшие в Пашийском районе, — К. В. Марков [1926], П. Я. Житомиров [1940] называли пашийскую свиту рудоносной толщей и относили ее к среднему девону на основании находок в ней кораллов.

В. Н. Ивановым было высказано мнение, что в рудной толще присутствует *Schizophoria ivanovi* T s c h e r n., являющаяся руководящей для франского яруса. Впоследствии франский возраст отложений пашийской свиты был установлен Б. П. Марковским.

Пашийские слои развиты повсеместно, но по своему литологическому составу, мощности, наличию и характеру фауны и флоры обнаруживают значительную изменчивость. Среди отложений пашийских слоев можно выделить три типа разрезов:

- 1) глинисто-известняковый с морской фауной кораллов, брахиопод, остракод;
- 2) известняково-глинисто-песчаниковый с морской фауной кораллов, брахиопод, остракод;
- 3) глинисто-алевролитово-песчаниковый, который в свою очередь подразделяется на два подтипа:
 - а) безрудный, с псилофитовой и папоротниковой флорой и редко ядрами брахиопод и кораллов;
 - б) рудный — с железными рудами, иногда с морской фауной и флорой.

Разрезы глинисто-известнякового типа развиты на незначительной площади изученной территории в среднем течении р. Чусовой на участке разъезд Перескачки — поселок Староуткинск (разрезы Перескачки, Староуткинск). Пашийские слои здесь сложены известняками и глинистыми сланцами. В глинистых сланцах и известняках встречена фауна кораллов *Thamnopora* sp., *Campophyllum litvinovitschae* S o s h k., *Thamnophyllum diffisile* S o s h k., редких брахиопод *Atrypa douvillei* M a n s., *Spirifer subumbonatus* H a l l; остракод *Knoxella* sp. В разрезе Перескачки на серых афанитовых известняках чеславских слоев с многочисленной фауной кораллов *Campophyllum litvinovitschae*

S o s h k., *Thamnopora vermicularis* (Mc'S o y) залегает глина охристо-желтая, относимая нами к пашийским слоям; выше по разрезу глина сменяется известняками с фауной неопределимых ругоз и остракод и глинистыми сланцами. Мощность пашийских слоев в этом разрезе достигает 8 м. В других же разрезах (Староуткинск) мощность пашийских слоев не установлена из-за невозможности точного проведения границы с вышележащими отложениями, в которых отсутствует руководящая фауна кыновских слоев. Граница с подстилающими отложениями чеславских слоев резкая и отчетливо прослеживается по смене массивных известняков чеславских слоев глинистыми породами пашийских слоев.

В разрезе Староуткинск пашийские слои залегают на нерасчлененных отложениях живетского яруса, и граница фиксируется по резкой смене пород. Мощность их в этом разрезе вместе с кыновскими слоями равна 7,1 м.

Разрезы второго типа развиты в Чусовском районе непосредственно к северо-западу от зоны развития разрезов первого типа на участке от р. Нотихи до р. Сылвицы (разрезы Нотиха, Сулем, Усть-Утка, Озерки, Баронская, Кын, Сылвица) и в Пашийском районе в разрезах Пашийка и Рассольная. В этих разрезах пашийские слои сложены кварцевыми песчаниками и алевролитами с подчиненными прослоями глин, глинистых сланцев, аргиллитов и известняков. В известняках и глинистых сланцах встречена фауна ругоз *Megaphyllum paschiense* S o s h k., брахиопод *Schizophoria* ex gr. *striatula* S c h l o t h., *Productella* ex gr. *subaculeata* M u r c h., *P. cf. sericea* B u c h., *Atrypa* ex gr. *reticularis* L., *A. douvillei* M a n s., *Spirifer* sp., *Athyris* ex gr. *concentrica* B u c h.

В разрезах Сулем и Усть-Утка в основании пашийских слоев на границе с чеславскими залегает пачка, сложенная мергелями и глинистыми сланцами с прослоями и конкрециями известняков, слегка ожелезненных, с включениями разложившегося пирита с фауной *Productella* ex gr. *subaculeata* M u r c h. и *Atrypa douvillei* M a n s. Эту пачку Б. П. Марковский [1948] называл подпашийскими слоями и относил к франскому ярусу. Доказательством франского возраста подпашийских слоев, по мнению Б. П. Марковского [1948], является одинаковый состав фауны кораллов и брахиопод, встреченных в них и в вышележащей пашийской свите. Из них *Atrypa douvillei* M a n s. признается Б. П. Марковским руководящей формой для пашийских и подпашийских слоев.

Вряд ли можно считать вопрос о возрасте подпашийских слоев решенным окончательно, так как этому противоречит: 1) присутствие *Atrypa douvillei* M a n s. в верхней части чеславских слоев разреза Сулем; 2) более тесная связь глинисто-карбонатных подпашийских слоев схемы Б. П. Марковского с живетскими известняками по литологическому составу, нежели с пашийскими песчаниками, которые отделены от «подпашийской»

пачки резкой границей, соответствующей началу нового цикла седиментации. В связи с этим следует признать, что франский возраст для подпашийской пачки должен считаться условным, впредь до уточнения этого вопроса.

Вышележащая часть пашийских слоев в разрезе Сулем сложена кварцевыми песчаниками и алевролитами, чередующимися с подчиненными прослоями глинистых сланцев и глинистых известняков. В верхней части разреза количество глинистых и известняковых прослоев увеличивается. В кровле пашийских слоев наблюдался прослой доломита, мощностью 0,2 м. Мощность пашийских слоев в этом разрезе 44,3 м вместе с «подпашийской» пачкой, мощность которой составляет 4,3 м. Максимальная мощность пашийских слоев в разрезах второго типа установлена в разрезе «Сулем» — 44,3 м, уменьшаясь к юго-востоку (разрез Нотиха) до 25 м и к северо-западу до 16 м (Усть-Утка, Баронская). Минимальная мощность наблюдалась в разрезе Кын — 7,3 м.

На контакте чеславских и пашийских слоев в большинстве разрезов наблюдался размыв и перерыв в осадконакоплении. Исключение составляют разрезы Сулем и Усть-Утка, в которых наблюдался постепенный переход от глинистых сланцев и аргиллитов чеславских слоев к отложениям «подпашийской» пачки. В этих разрезах граница франского яруса отбивается по смене толстослойных известняков с заведомо живетской фауной, пачкой переслаивающихся глинистых известняков и глинистых сланцев с линзовидными прослоями и конкрециями — «булочками» известняков с фауной брахиопод *Atrypa douvillei* Ma n s., *Megaphyllum pashiense* S o s h k. в массовом количестве.

Разрезы глинисто-алевролитово-песчаникового типа развиты непосредственно к северо-западу от площади распространения двух вышеописанных типов разреза — от широты р. Сылвицы до широты г. Кизела (разрезы Б. Семеновка, Мултык, Усть-Вижай, Серные Ключи, в Пермском Прикамье, Удмуртии и на Уфимском плато, причем на большей части этой территории развит безрудный подтип, а рудный имеет распространение лишь в Пашийском районе.

Разрезы безрудного подтипа сложены кварцевыми песчаниками, переслаивающимися с алевролитами и глинистыми породами. Очень редко в глинистых разностях встречены кораллы и брахиоподы *Megaphyllum pashiense* S o s h k., *Neostrophophyllum heterophyllum* (Е. Н.), *Atrypa* sp., *Athyris* sp. и другие точнее неопределимые формы. Минимальные мощности пашийских слоев в разрезах этого типа наблюдались в восточной части Кизеловского района — 13 м (разрез Мултык); увеличение мощностей наблюдалось в западном направлении — разрезы Серные Ключи и Усть-Вижай — до 50 м. В разрезе Б. Семеновка видимая мощность пашийских слоев достигает 31 м.

Отложения пашийских слоев в Пермском Прикамье, Удмуртии и на Уфимском плато относятся к безрудному подтипу. В этих разрезах они представлены переслаиванием кварцевых песчаников, кварцевых алевролитов, аргиллитов, глинистых сланцев и редких тонких прослоев сидерита (Полазна). В Полазне же, в одном разрезе, в кровле свиты встречена прослойка в 30 см коричневатого оолитового железняка глинистого, песчанистого, состоящего из ооидов чечевицеобразной формы, сцементированных глинисто-железистым веществом, с ядрами неопределимых мелких пелеципод и брахиопод. Песчаники и алевролиты, составляющие пашийские слои, кварцевые, серые, зеленовато-серые и белые. Аргиллиты темно-серые и зеленовато-серые, плотные.

В верхней части пашийских слоев в Пермском Прикамье Н. И. Петреновой в 1951 г. были определены *Estheria vulgaris* L u t. В пашийских слоях, особенно в песчаниках, местами наблюдается скопление обугленных растительных остатков.

А. Н. Криштофовичем была определена флора из пашийских слоев Краснокамска. По его заключению, она характеризуется остатками, типичными для псилофитовой флоры *Aphyllopteris* sp., *Hyemia sphaenophyllum* N a t h., *Hostimella* sp., *Protolepidodendron* sp.

В. Н. Тихим из сборов Е. Н. Ларионовой по другим скважинам Пермского Прикамья определена флора смешанного псилофитово-археоптерисового типа. Встречены представители лепидофитов *Bothrodendron* и *Clathrodendron*, многочисленные папоротники *Archaeopteris* aff. *fissilis*, остатки псилофитов *Pseudosporochus Kreitshi*.

Мощности пашийских слоев в пределах Прикамья изменяются с востока на запад от 28 м в Лобаново до 36 м в Полазне, 41 м в Северокамске, 39 м в Краснокамске, 40 м в Батюях; увеличение мощностей наблюдается в западном направлении в пределах Удмуртии — от 67 м в Буранове в скв. Р-3, до 82 м в Варзи-Ятчах в скв. Р-7 и 63 м в Акаршуре в скв. Р-1. В Чернушке в скв. Р-1 мощность пашийских слоев 29 м.

Нижняя граница пашийских слоев в разрезах безрудного подтипа характеризуется трансгрессивным залеганием их с перерывом на различных по возрасту стратиграфических горизонтах. Это объясняется различной интенсивностью предпашийского размыва. Наибольшей интенсивности он достиг в северной части Уфимского плато (Чернушка), где пашийские слои лежат на отложениях верхнебавлинской свиты. В Чусовском районе наибольшей глубины предпашийский размыв достиг в северной части района (Б. Семеновка), где пашийские слои залегают на такатинских.

В Кизеловском районе глубина размыва несколько уменьшается; пашийские слои залегают на бийских или афонинских слоях. Из вышесказанного следует, что перерыв в осадконакоплении в разных районах был неодинаков по продолжительности.

Самый длительный перерыв в осадконакоплении наблюдался в районе Чернушки.

Разрезы рудного подтипа развиты только в Пашийском районе. В отличие от вышеописанных в рудном подтипе в основании пашийских слоев выделяются нижняя рудная пачка и верхняя глинисто-песчаная, аналогичная описанной в безрудном подтипе.

Рудная пачка состоит из железных руд оолитового строения, железистых конгломератов, ожелезненных аргиллитов и реже окристых кварцевых песчаников. Мощность рудной пачки вместе с терригенными прослоями изменяется от 2—3 до 6—7 м. Пашийские слои в этом подтипе характеризуются также трансгрессивным залеганием — с перерывом и размывом, иногда глубоким, на различных горизонтах живецского яруса. В разрезах Тесовая и Таранчиха уцелело от размыва всего 2—3 м разреза бийских слоев, а в разрезе Шайтан породы пашийских слоев залегают на известняках и мергелях кальцеоловых слоев.

В литературе имеются указания, что мощность пашийских слоев на незначительных расстояниях изменяется от 30 до 70 м — пос. Пролетарский, Зыковский, по данным А. А. Краснопольского [1889], А. И. Иванова [1939] и др.

Эти данные говорят о том, что такие резкие местные колебания мощностей пашийских слоев связаны с залеганием их в глубоких впадинах древнего рельефа.

Кыновские слои D₃ kп. Кыновские слои имеют широкое распространение на западном склоне Среднего Урала и в Прикамье. Они выделены впервые как особый горизонт К. В. Марковым [1907] в Пашийском районе. В 1931 г. Д. В. Наливкиным они были выделены под названием известняков со *Spirifer murchisonianus* К о п.

Наиболее полное изучение состава фауны кыновских слоев было выполнено Б. П. Марковским. Он их называл слоями с *Cyrtospirifer murchisonianus* К о п.

В 1947 г. Д. В. Наливкиным эти известняки были названы кыновской фацией нижних горизонтов франского яруса. Название кыновской свиты было дано этим отложениям С. М. Домрачевым, В. С. Мелещенко, Н. Г. Чочиа [1948] по поселку Кын на р. Чусовой, в районе которого впервые на Урале была найдена и описана еще Вернейлем руководящая для этих отложений форма *Cyrtospirifer murchisonianus* К о п.

В полных разрезах кыновские слои залегают между пашийскими и саргаевскими слоями и связаны с первыми постепенным переходом и сходством комплекса фауны.

На исследованной территории кыновские слои установлены во всех разрезах, где изучался нижнефранский подъярус. В них содержится весьма характерная и обильная фауна и наблюдается очень выдержанный петрографический состав. Они могут считаться лучшими маркирующими горизонтами девона на этой территории за исключением верховьев р. Чусовой, южнее р. Но-

тихи, где они не содержат фауны и трудно отличимы от пашийских слоев.

Для отложений кыновских слоев можно выделить разрезы двух типов:

1) глинисто-карбонатные, развитые в Чусовском, Пашийском и Кизеловском районах (в юго-восточной части Чусовского района и в Кыновско-Пашийском районе на участке Кын—Пашия, в наиболее восточных разрезах распространены преимущественно глинистые отложения; на участке рр. Сулем — Серебрянка, в западных разрезах Пашийского района и во всех разрезах Кизеловского района, за исключением Половинки и Широкого, развиты отложения, в которых главную роль играют карбонаты);

2) карбонатного типа, развитые в Пермском Прикамье, на Уфимском плато, в Удмуртии и в Кизеловском районе — Половинка и Широкое.

Кыновские слои в разрезах глинисто-карбонатного типа представлены чередованием мергелей, глинистых сланцев, аргиллитов, глинистых известняков. Все эти породы имеют зеленовато-серый и желтовато-серый цвет. В них определены: табуляты *Aulopora* sp., ругозы *Megaphyllum paschiense* Soshk., *M. cf. katavense* Soshk., *Schlüteria* ex gr. *emsti* Wdkd., *Macgea* ex gr. *berdensis* Soshk., брахиоподы *Crania obsoleta* Goldf., *Schizophoria ivanovi* Tschern., *Sch. cf. ivanovi* Tschern., *Sch. ex. gr. striatula* Schl., *Sch. sp.*, *Productella sericea* Buch, *Hypothyridina semilukiana* Nal., *Atrypa velikaya* Nal., *A. cf. velikaya* Nal., *A. ex gr. reticularis* L., *Cyrtospirifer murchisonianus* Vern. (non Kon.), *C. murchisonianus* var. *glincanus* Nal., *Spirifer subumbonus* Hall, *Athyris* ex gr. *concentrica* Buch, пелециподы *Avicula (Leptodesma)* ex gr. *aviculoides* Wen., *Paracyclas antiquum* Goldf., *P. sp.*, *Conocardium* sp., *Aviculopecten cf. ingriae* Vern., *Girvanella*.

Максимальные мощности в разрезах этого типа наблюдаются в Пашийско-Кыновском районе (от пос. Пашия до р. Серебрянка), где они достигают 35—44 м. Минимальные мощности отмечены к северо-западу и юго-востоку от указанной площади и колеблются от 10 до 20 м.

Граница с подстилающими пашийскими слоями нерезкая и иногда проводится условно в литологически однородной толще (разрезы к юго-востоку от р. Нотихи в Чусовском районе). В других разрезах она проводится по появлению в породах руководящей формы кыновских слоев *Cyrtospirifer murchisonianus* Vern.

Разрезы карбонатного типа развиты в Пермском Прикамье, Удмуртии, на Уфимском плато и в Кизеловском районе (Половинка, Широкое).

В Краснокамско-Полазненском районе и Лобаново, по данным Е. Н. Ларионовой, кыновские слои сложены в основном известняками с незначительными по мощности прослоями глинистых сланцев и аргиллитов. В Краснокамске известняки замещены доломитами. В Полазне и Краснокамске в подошве кыновских

слоев встречаются прослои оолитовых бурых железняков. Все разновидности пород окрашены в зеленовато-серый цвет, часто имеют пятнистую окраску, обусловленную присутствием глинистых примазок неправильной формы; сильно пиритизированы и богаты фауной кораллов *Megaphyllum paschiense* S o s h k., брахиопод *Schizophoria ivanovi* T s c h., *Sch.* ex gr. *striatula* S c h l o t h., *Striatoproductus sericeus* B u c h, *Atrypa velikaya* N a l., пелеципод *Aviculopecten ingriae* V e r n.

В Чернушке кыновские слои представлены конгломератовидными глинистыми известняками серовато-зеленого цвета. В них встречены брахиоподы *Schizophoria* sp., *Emanuelia subumbona* H a l l, *Cyrtina demarllii* B o u c h., *Atrypa* sp., *Spirifer murchisonianus* V e r n. (non K o n.), *Cyrtospirifer* cf. *murchisonianus* V e r n.

В Бураново кыновские слои сложены известняками зеленовато-серыми, тонкозернистыми, с многочисленными брахиоподами: *Schizophoria* ex gr. *striatula* S c h l., *Productella sericea* B u c h, *Chonetipustula petini* N a l., *Atrypa* ex gr. *reticularis* L., *Cyrtospirifer murchisonianus* V e r n. (non K o n.), *Athyris* ex gr. *concentrica* B u c h.

В Варзи-Ятчах кыновские слои сложены известняками серыми тонкозернистыми, иногда брекчиевидными, с фауной брахиопод *Productella* sp., *Atrypa velikaya* N a l., *Atrypa* sp., *Cyrtospirifer* ex gr. *verneuili* M u r c h.

В Пычасе отложения кыновских слоев представлены глинистыми известняками зеленовато-серого цвета, «пятнистыми», с фауной брахиопод *Schizophoria* sp., *Atrypa velikaya* N a l., *Cyrtospirifer murchisonianus* V e r n.

Во всех перечисленных разрезах мощности кыновских слоев незначительны. В Краснокамско-Полазненском районе и в Лобаново они изменяются от 0,5 до 12 м. В Бураново их мощность достигает 7 м. В Варзи-Ятчах, Пычасе и Чернушке кыновские слои не могут быть отделены от саргаевских из-за отсутствия фауны в последних; мощности кыновских + саргаевских слоев составляют от 11 до 13 м; минимальная мощность кыновско-саргаевских слоев наблюдается в Чернушке — 3 м.

Граница с подстилающими отложениями пашийских слоев в разрезах этого типа более отчетливая. На песчаниках и алевролитах пашийских слоев без видимого размыва и перерыва залегают известняки кыновских слоев, содержащие характерную фауну.

Среднефранский Подъярус D₃₂

По схеме, принятой на стратиграфическом совещании в Свердловске в 1956 г., отложения среднефранского подъяруса подразделяются на саргаевские слои, отвечающие биостратиграфической зоне *Timanites acutus* K e y s., *Ladogia meyndorffi* V e r n., *Hypothyridina calva* M a r k., доманиковые слои, соответствующие зоне *Gephyroceras uchtense* K e y s., *Cyrtospirifer disjunctus* S o w.,

и мендымские слои, соответствующие зоне *Manticoceras intumescens* Вегг., *Cyrtospirifer tenticulum* Вегг.

Как уже указывалось в табл. 2, в соответствии с унифицированной схемой могут быть выделены:

1) отложения среднефранского подъяруса, развитые в Предуральском прогибе, представленные брахиоподовыми и гониатитовыми фациями;

2) отложения среднефранского подъяруса, развитые в зонах поднятий в прогибе.

В Предуральском прогибе среднефранские отложения сходны между собой как в разрезах гониатитовых, так и брахиоподовых фаций, отличаясь лишь составом фауны и мощностями.

Отложения среднефранского подъяруса, развитые в зонах поднятий в прогибе, резко отличны от отложений брахиоподовых и гониатитовых фаций как по составу, так и по фауне.

Осадки среднефранского подъяруса, развитые в зоне поднятий, представлены «немymi» доломитами, среди которых не представляется возможным выделить доманиковые и мендымские слои или их аналоги; они рассматриваются как известняки и доломиты среднефранского подъяруса и саргаевских слоев, за исключением хр. Каратау, где удалось выделить аналог мендымских — самсоновских слоев. Поэтому описание разрезов среднефранского подъяруса зон поднятий в прогибе будет сделано отдельно, после описания саргаевских, доманиковых и мендымских слоев, развитых в Предуральском прогибе.

Зона *Timanites acutus* Кейс., *Ladogia meyndorfi* Вегг., *Hypothyridina calva* Марк.

Саргаевские слои D₂ сар. Б. П. Марковским (1937) для отложений, подстилающих доманиковые слои в районе д. Саргаево на р. Рязяк, был предложен термин «слои с *Hypothyridina calva* Марк». А. П. Блудоровым они были выделены впервые в этом же районе под названием «переходных слоев».

По предложению Б. П. Марковского С. М. Домрачев, В. С. Мелещенко и Н. Г. Чочиа [1948] присвоили название «саргаевская свита», аналогичным отложениям в других районах западного склона Урала.

Границы и фаунистическая характеристика свиты установлены Б. П. Марковским (1948) и соответствуют «слоям с *Hypothyridina calva* Марк.» его схемы. В унифицированной схеме они рассматриваются как саргаевские слои. Саргаевские слои имеют ограниченное распространение. Как самостоятельный стратиграфический горизонт они установлены в Кизеловском районе, в Пермском Прикамье — в Северокамске, Лобаново, Батуях, Бураново. В Варзи-Ятчах и Пычасе они рассматриваются нами вместе с кыновскими слоями. В Чусовском районе на участке р. Нотиха — р. Межевая Утка саргаевские слои представлены доманиковой фацией и неотделимы от доманиковых слоев как по

литологии, так и по фауне и могут быть сопоставлены с шугуровскими слоями Татарии.

В Кизеловском районе предшествовавшие исследователи объединяли эти слои с нижележащей кыновской свитой. Б. П. Марковский, в отличие от них, в разрезе Мултык-Камня описал пачку известняков 3,5 м мощности, между слоями с *Cyrtospirifer murchisonianus* Коп. и домаником, и нашел в них фауну брахиопод *Hypothyridina* aff. *calva* Марк., *Anathrypa micans* Бух., С. М. Домрачеву удалось установить более широкое распространение саргаевских слоев на рр. Усьве и Вильве.

В Пашийско-Кыновском районе — на рр. Вижае и Койве, на р. Чусовой к северо-западу от р. Серебрянки в Краснокамске и Полазне интервал разреза, соответствующий саргаевским слоям, представлен немymi доломитами, являющимися возрастными аналогами саргаевских слоев и рассматриваемыми вместе с выше-лежащими осадками.

В Кизеловском районе саргаевские слои сложены серыми и темно-серыми известняками, иногда светло- и желтовато-серыми, мелкозернистыми, с включением пирита, с фауной *Bryozoa*, брахиопод *Lingula* sp., *Schizophoria* cf. *quadrangularis* Толл., *Sch.* sp., *Productella sericea* Бух., *Liorhynchus* ex gr. *megistanus* Ле Нон., *Hypothyridina* cf. *semilukiana* Нал., *Atrypa* ex gr. *reticularis* Л., *Anatrypa timanica* Марк., *Spirifer* sp., *Cyrtina* sp., гастропод *Pleurotomaria* sp., остракод.

В Северокамске, по данным Е. Н. Ларионовой и Н. И. Петре-невой, саргаевские слои сложены серыми, иногда сильно доломитизированными глинистыми известняками, переполненными водорослями *Girvanella* sp. Породы пиритизированы; в них определены *Hypothyridina calva* Марк., *H. semilukiana* Нал., *Atrypa uralica* Нал., *Anatrypa timanica* Марк., *Lamellispirifer* sp., *Girvanella* sp.

В Бураново разрез саргаевских слоев представлен известняками серыми, коричневато-серыми, иногда брекчиевидными, с фауной брахиопод *Schizophoria* ex gr. *striatula* Шелл., *Hypothyridina calva* Марк., *Atrypa* sp., *Spirifer novosibiricus* Толл., *Sp.* sp., пелеципод *Buchiola retrostriata* Бух., птеропод *Styliolina fissurella* Налл., фораминифер *Parathurammina* sp., водорослей *Girvanella*.

В Варзи-Ятчах, Пычасе, Лобаново и Батюях граница между саргаевскими и кыновскими слоями не установлена из-за недостаточного количества фауны. Саргаевско-кыновские слои в этих разрезах представлены серыми и коричневато-серыми известняками с фауной *Schizophoria* sp., *Hypothyridina calva* Марк., *Atrypa* sp., *Lamellispirifer* sp., *Girvanella* sp.

В Пашийско-Кыновском районе, в Краснокамске и Полазне выделяются, как об этом было указано выше, возрастные аналоги саргаевских слоев, сложенные серыми и темно-серыми долами-

тами, иногда пористыми и кавернозными, с редкими включениями ангидрита (в Краснокамске и Полазне).

Мощности саргаевских слоев изменяются в довольно широких пределах. В тех районах, где саргаевские слои выделяются как самостоятельный стратиграфический горизонт, их мощности изменяются от 43 м в Северокамске до 8 м в Бураново, еще более уменьшаясь в Кизеловском районе, где максимальная мощность достигает 5,8 м (Кривой Рог), а минимальная 3 м (Мултык).

Нижняя граница отложений саргаевских слоев очень нечеткая и проводится в основном по смене комплекса фауны в близких по внешнему виду карбонатных породах кыновских и саргаевских слоев.

Начиная с доманиковых слоев, изложение материала будет вестись отдельно — для области Предуральяского прогиба и для зон поднятий.

ОБЛАСТЬ ПРЕДУРАЛЬСКОГО ПРОГИБА

Зона *Gephyroceras uchtense* K e y s., *Cyrtospirifer disjunctus* S o w.

Доманиковые слои D₃² dom. Описываемые отложения впервые были выделены в 1843 г. Кайзерлингом под названием доманикового горизонта, который он относил к верхнему девону. Доманиковый горизонт получил свое название по р. Доманик, правому притоку р. Ухты.

Ф. Н. Чернышеву [1887] удалось сопоставить доманиковый горизонт, выделенный Кайзерлингом, с разрезами девона Германии и Южного Урала, но он считал, что доманик отвечает всему разрезу франского яруса.

Работами советских геологов Д. В. Наливкина, Г. А. Дуткевича, Б. П. Марковского, Н. М. Страхова, коллектива геологов ВНИГРИ, А. П. Тяжевой доманиковые отложения прослежены по всему западному склону Урала — от Колво-Вишерского края до района Белой и в районах Второго Баку. Исследованиями Б. П. Марковского и других была доказана разновозрастность «кубонидного» горизонта и доманика, которые Ф. Н. Чернышев [1887] считал одновозрастными. Б. П. Марковский установил точное стратиграфическое положение доманика, соответствующее низам франского яруса, и дал его точную палеонтологическую характеристику по фауне брахиопод.

С. М. Домрачевым, В. С. Мелещенко и Н. Г. Чочиа [1948] было предложено название доманиковой свиты.

Доманиковые слои являются очень своеобразными отложениями. Они представлены переслаиванием тонкослоистых темно-серых битуминозных известняков, мергелей коричневатых, темно-серых, черных, глинистых сланцев, доломитов, доломитизированных известняков, кремнистых известняков и прослоев

кремней, переслаивающихся между собой, которые обычно отсутствуют в доманиковых отложениях в разрезах Прикамья.

В типе разреза брахиоподовых и гониатитовых фаций доманиковые слои тождественны по своему составу и отличаются лишь мощностями, которые увеличиваются в разрезах гониатитовых фаций. Доманиковые слои являются очень выдержанным стратиграфическим горизонтом. Они развиты на всей исследуемой площади, за исключением Пашийско-Кыновского и Краснокамско-Полазненского районов, где известны их возрастные аналоги, представленные светлыми толстослоистыми доломитами и известняками.

Доманиковые отложения типа разреза брахиоподовых фаций имеют наибольшее площадное распространение по сравнению с гониатитовыми. Развиты они в Чусовском районе на участке рр. Сулем — Б. Свадебная, за исключением разрезов Усть-Утка, Афонины Брови и Баронская; в Удмуртии — в Бураново, Пычассе, Варзи-Ятчах; на Уфимском плато — в Чернушке и в двух пунктах в Прикамье — в Лобаново и Батуях. На всей остальной территории доманиковые слои представлены гониатитовыми фациями и их возрастными аналогами в зонах поднятий.

Отложения доманиковых слоев как в брахиоподовых, так и гониатитовых фациях содержат богатую фауну брахиопод, птеропод, пелеципод и гониатитов. Преобладающими в них являются птероподы. В них встречены брахиоподы: *Lingula subparallela* Sandb., *L. sp.*, *Productella cf. sericea* Buch, *Liorhynchus megistanus* Le Hon., *L. quadricostatus* Van., *L. domanicensis* Mark., *L. aff. crebricostatus* Buch, *Liorhynchus pavlovi* M ü f k e, *L. cf. subreniformis* Schnur., *Anathrypa timanica* Mark.; *Spirifer ex gr. subumbonus* Hall, *Athyris ex gr. concentrica* Buch, *Reticulariopsis simplex* var. *domanicense* Mark.; пелециподы: *Buchiola scabrosa* Clarke, *B. ex gr. retrostriata* Buch, *B. lapine* Clarke; птероподы: *Tentaculites tenuicinctus* Roem., *Bactrites cf. subflexus* M ü n s t.; гониатиты: *Gephyroceras ichtense* Keys., *Timanites acutus* Keys., *Manticoceras sp.*, *Tornoceras simplex* Buch, наутилоидеи, фораминиферы *Parathuramina* sp., *Bisphaera* sp.

Мощность доманиковых слоев колеблется от 6,5 до 41 м. В Чусовском районе она изменяется от 6,5 (Перескачки) до 41 м (Сулем), причем изменение мощностей происходит закономерно в каком-либо одном направлении. В Удмуртии наблюдается изменение мощностей от 29 в Бураново до 34 м в Пычассе. В Пермском Прикамье, по данным Е. Н. Ларионовой и Н. И. Петреновой, мощности изменяются от 15 в Лобаново до 22 м в Батуях. На Уфимском плато (Чернушка) мощность их 20 м. В Кизеловском районе мощности колеблются от 2,6 (Кривой Рог) до 13 м в разрезе Мултык.

Зона *Manticoceras intumescens* Beu r., *Cyrtospirifer tenticulum*
Ver n.

Мендымские слои D₃^{men}d. В унифицированной схеме 1951 г. под названием мендымских слоев выделяются отложения верхней части зоны *Manticoceras intumescens* Beu r., *Cyrtospirifer tenticulum* Ver n., развитые в разрезах брахиоподовых и гониатитовых фаций. В разрезах зон поднятий им отвечают самсоновские слои, представленные светлыми рифогенными известняками и доломитами. Последние в изученном районе не развиты.

Под названием мендымской свиты С. М. Домрачев [1948] выделил пачку битуминозных темно-серых известняков, залегающую на доманиковых слоях и сходную с ними по литологическим признакам, но отличающуюся от них появлением крупных гониатитов зоны *Manticoceras intumescens* Beu r. Мендымская свита отвечала нижней части зоны *Manticoceras* схемы Б. П. Марковского [1948] при его двучленном делении франского яруса на нижнефранский и верхнефранский подъярусы. Мендымские слои, как это уже было сказано выше о доманиковых слоях, представлены одинаково в двух типах разрезов Предуральяского прогиба — в разрезах брахиоподовых и гониатитовых фаций.

Распространение мендымских слоев совпадает с областью распространения типичных доманиковых слоев. Исключение составляют Краснокамско-Полазненский и Пашийско-Кыновский районы, где развиты нерасчлененные отложения среднефранского подъяруса, представленные известняками и доломитами.

Мендымские слои представлены толщами, по своему литологическому составу аналогичными доманиковым слоям, но характер чередования резко отличен от последних. Породы мендымских слоев более толстослоисты, в них увеличивается количество доломитов и доломитизированных известняков и сокращается содержание глинистых разностей. Появляются прослой светлых органогенно-обломочных известняков. В известняках содержится довольно богатая фауна, близкая к доманиковым слоям, но в них появляются новые виды брахиопод и гониатитов. Кроме того, для мендымских слоев характерно появление криноидей и кораллов, которые отсутствуют в доманиковых слоях. Наиболее богато представлены брахиоподы: *Lingula spatulata* Hall (?), *Gypidula* cf. *komis* O v e n., *G.* ex gr. *galeata* Dal m. (преимущественно в светлых известняках), *Liorhynchus* sp. (cf. *laevis* G ü r i c h.), *Pugnax rigauxi* Mark., *Atrypa aschensis* Mark., *Spirifer simplex* var. *domanicensis* Mark., *Heticulariopsis* (*Pyramidalia*) *simplex* Phill., встречаются преимущественно в разрезах гониатитовых фаций и представлены — *Manticoceras intumescens* Beu r., *M. cordatum* Sand b., *M. carinatum* Sand., *Tornoceras* sp., *Orthoceras* sp. В меньшем количестве присутствуют птероподы: *Tentaculites tenuicinctus* Roem., *T.* sp., *Styliolina* sp.; пелециподы: *Buchiola scabrosa* Clarke, *B.* cf. *timanica*

Zam., B. retrostriata Buch, *Ontaria* cf. *suborbicularis* Hall.

Мощность мендымских слоев незначительна. В Кизеловском районе мощности достигают 16 м (Мултык). В Чусовском районе мощности изменяются от 15 (Серебрянка) до 32 м (Сулем); в Прикамье от 15 до 35 м, достигая, возможно, 95 м в Чернушке (Уфимское плато).

Нижняя граница мендымских слоев прослеживается по довольно резкой смене тонкослоистых пород доманиковых слоев более толстослоистыми породами мендымских слоев и по появлению фауны гониатитов *Manticoceras intumescens* Beur., кораллов и криноидей, отсутствующих в доманике.

ОБЛАСТЬ ПОДНЯТИЙ В ПРОГИБЕ

Зона *Timanites acutus* Keys., *Ladogia meyerendorfi* Vern., *Hypothyridina calva* Mark., зона *Gephyroceras ichtense* Keys., *Cyrtospirifer disjunctus* Sow., зона *Manticoceras intumescens* Beur., *Cyrtospirifer tenticulum* Vern.

Нерасчлененные отложения среднефранского подъяруса развиты на исследуемой территории в Краснокамско-Полазненском и Кыновско-Пашийском районах. Эти отложения по своему стратиграфическому положению соответствуют саргаевским, доманиковым и мендымским слоям области Предуральяского прогиба и являются их возрастными аналогами в разрезах зон поднятий в прогибе. Им соответствуют три биостратиграфические зоны: зона *Hypothyridina calva* Mark., зона *Gephyroceras ichtense* Keys., *Cyrtospirifer disjunctus* Sow. и зона *Manticoceras intumescens* Beur., *Cyrtospirifer tenticulum* Vern.

Описываемые отложения в Кыновско-Пашийском районе представлены преимущественно немymi доломитами светло-серыми и коричневато-серыми, толстослоистыми или массивными, с битуминозным запахом, переслаивающимися с подчиненными прослоями известняков со строматопорами *Stromatopora* cf. *microlaminata* Riab.; ругозами и табулятами: *Alveolites domrachevi* Sok., *Thamnopora polyforata* Schloth., *T. ex gr. vermicularis* McCoу, *Thamnophyllum* sp., *Spinophyllum sedwicki* E. H.; фораминиферами: *Irregularina* sp., *Vicinisphaera angulata* Ant., *Schuguria flabelliformis* Ant., *Geinitzina* sp., *Bisphaera elegans* var. *subspheera* Viss., *Parathuramina subvasta* E. Byk., *P. bicamerata* E. Byk.

По р. Рассольной, у пос. Кусье-Александровское среди доломитов наблюдаются прослой кремней с сильным битуминозным запахом.

В Краснокамско-Полазненском районе эти отложения представлены доломитами серыми и коричневато-серыми немymi (в Северокамске и Полазне). В Краснокамске (по данным Е. Н. Ла-

рионовой и Н. И. Петреновой) они содержат кораллы — *Pene-skiella achanensis* S o s h k., *Pen. nalivkini* S o s h k.

Мощность отложений среднефранского подъяруса довольно сильно изменяется. В Краснокамско-Полазненском районе она колеблется от 35 до 47 м, в Пашийско-Кыновском районе от 48 (Копчик) до 140 м (Б. Семеновка).

Верхнефранский подъярус D₃3

Зона *Crickites expectatus* W d k d. и группы *Theodossia anossofi* V e r n.

В верхнефранском подъярусе фациальная изменчивость отложений отдельных горизонтов проявляется еще более резко, чем в среднефранском.

Среди отложений франского (начиная со среднефранского) и фаменского ярусов (см. унифицированную схему) могут быть выделены разрезы двух типов: 1) разрезы Предуральского прогиба и 2) разрезы зон поднятий в прогибе.

Среди разрезов Предуральского прогиба различаются разрезы брахиоподовых и гониатитовых фаций.

В разрезах брахиоподовых фаций выделяются аскынские и барминские слои, в разрезах гониатитовых фаций им соответствуют крикитовые слои, а в зонах поднятий — нерасчлененные отложения устькатавской свиты.

ОБЛАСТЬ ПРЕДУРАЛЬСКОГО ПРОГИБА

Разрезы брахиоподовых фаций

Аскынские слои D₃ ask. В качестве стратиграфического горизонта франского яруса они впервые были выделены и описаны Б. П. Марковским (1936—1937) под названием слоев с *Hurothyridina cuboides* S o w., на рр. Зилим — Зиган на Южном Урале и на р. Чусовой (разрез Еква) в 1941 г. (1946). С. М. Домрачевым в 1950 г. они были переименованы в аскынскую свиту по названию р. Аскын, где им был изучен один из ее наиболее типичных разрезов. Аскынские слои установлены на р. Чусовой в разрезах Сулем, Усть-Серебрянка, Б. Свадебная и известны, по данным П. М. Есипова, в районе г. Новоуткинского, в Пермском Прикамье — в Батуях, в Бураново, Варзи-Ятчах и Пычасе, а на Уфимском плато — в Чернушке и Пудлингах.

Аскынские слои в бассейне р. Чусовой сложены доломитами и известняками светлых тонов, толстослоистыми, с прослоями органогенно-обломочных известняков.

В Удмуртии (Бураново, Варзи-Ятчи, Пычас) аскынские слои представлены доломитами и известняками с битуминозным запахом, иногда конгломератовидными. Среди известняков и доломитов встречены редкие прослои мергелей.

Аскыньские слои содержат богатую фауну. В них встречаются строматопоры, амфипоры *Amphipora koivensis* Riab. (in litt.), табуляты *Alveolites* (*Alveolitella*) cf. *subasqualis* M. Edw. et Haime, *Thamnopora* sp., брахиоподы: *Cypidula* ex gr. *galeata* Dalm., *G. askynica* Nal., *G. biplicatiformis* Mark., *G.* ex gr. *biplicata* Schnur, *Schizophoria* ex gr. *striatula* Buch, *Leptaena* sp. (?), *Productella subaculeata* Murch., *Chonetipustula petini* (?) Nal., *Liorhynchus* sp., *Hypothyridina pentagona* Goldf. (?), *H. cuboides* Sow., *Pugnax acuminata* var. *mesogonia* Phill., *Atrypa planosulcata* Webst., *A.* ex gr. *reticularis* L., *A.* ex gr. *aspera* Schl., *A.* cf. *posturalica* Mark., *A.* cf. *alticola* Frech., *Anatrypa sikasa* Nal., *Adolfia* ex gr. *bifida* Roem., *Spirifer subumbonus* Hall, *Reticulariopsis koltubanicus* Nal., *Theodossia* ex gr. *anossofi* Vern., *Cryptonella* sp., фораминиферы: *Schuguria flabelliformis* Ant., *Bisphaera elegans* Viss., *Parathuramina gekkeri* Ant., *Geinitzina* sp., *Irregularina cidis* E. Byk., *Bisphaera elegans* Viss., *Vicinisphaera squalida* Ant., *Frondilina* aff. *sorosus* E. Byk., *Eonodosaria evlanensis* var. *saratovensis* Lip.

В Батуях и в Чернушке аскыньские слои представлены беловато-серыми, преимущественно органогенно-обломочными известняками, иногда со стилолитовыми швами, с включениями кальцита, пирита, гипса. Известняки часто неравномерно доломитизированы (в Батуях). Они охарактеризованы следующими брахиоподами: *Lingula* aff. *ligea* Hall, *L.* aff. *subparallela* Sand., *Cypidula biplicatiformis* Mark., *Liorhynchus biplicatus* Nal., *Hypothyridina cuboides* Sow., *Atrypa bisulcata* Mark., *A. posturalica* Mark., *Theodossia* ex gr. *anossofi* Vern., *Cyrtiopsis cuneatus* Roemer., из головоногих *Orthoceras helmerseni* Pacht.

Аскыньские слои достигают значительных мощностей. В Чусовском районе мощность колеблется от 9,5 м в разрезе Сулем до 274 м в разрезе Серебрянка; в Удмуртии — от 35 м в Варзи-Ятчах до 98 м в Бураново.

Нижняя граница аскыньских слоев всегда хорошо прослеживается по резкому изменению литологического состава и комплекса фауны.

Барминские слои D₃ barm. Впервые были описаны и выделены Д. В. Наливкиным [1925, 1931] под названием барминских известняков по названию р. Б. Бармы, притока р. Б. Аскын, где находится их стратотипический разрез. Д. В. Наливкиным они относились к основанию фаменского яруса. В 1935 г. Б. П. Марковским был установлен их верхнефранский возраст. Им же в 1939 г. они были переименованы в слои с *Pugnoides triaequalis* Goss. Им также установлен спорадический характер распространения этих отложений, обычно представляющих собой линзовидную пачку, приуроченную к границе франского и фаменского ярусов.

На изученной территории барминские слои установлены нами впервые в Чусовском районе в разрезах Сулем и Еква. В Краснокамске Е. Н. Ларионовой и Н. И. Петренивой барминские слои не выделяются, так как комплекс встреченной фауны не позволяет выделить их в самостоятельный стратиграфический горизонт.

В разрезе Сулем в основании барминских слоев залегает известняк-ракушняк темно-серый, мощностью около 0,1 м, с резким битуминозным запахом, переполненный брахиоподами *Waaganosconcha murchisoniana* K o n., *Productella* sp., *Pugnax* ex gr. *acuminata* M a r t., *Pugnoides triaequalis* G o s s., *P.* cf. *triaequalis* G o s s., *Liorhynchus lentiformis* G ü r i c h., *L.* sp., *Camarotoechia neapolitana* W i d b., *Hypothyridina* sp., *Atrypa* cf. *alticola* F r e c h., *Cyrtospirifer markovskii* N a l., *C.* cf. *markovskii* N a l., *Theodossia* ex gr. *anossofi* V e r n., *Adolfia* aff. *deflexa* R o e m., *Athyris globosa* R o e m.

Выше залегает пачка буровато-серых, иногда глинистых известняков, переслаивающихся с темно-серыми кремневыми известняками. Она покрывается конгломератовидными массивными известняками основания фаменского яруса.

В разрезе Еква органогенно-обломочный голубовато-светло-серый известняк также приурочен к основанию барминских слоев и содержит многочисленную фауну брахиопод: *Gypidulia* cf. *biplicata* S c h n u r., *G.* ex gr. *galeata* D a l m., *Hypothyridina cuboides* S o w., *H. cuboides* var. *lata* N a l., *Pugnax* ex gr. *acuminata* M a r t., *Septalaria semilaevis* R o e m., *S. bipartita* M a r k., *Atrypa devoniana* W e b s t., *A. planosulcata* W e b s t., *Cyrtospirifer markovskii* N a l., *Theodossia katavensis* N a l., *Th.* ex gr. *anossofi* V e r n., *Reticulariopsis koltubanicus* N a l., *Cryptonella uralica* N a l.

Вверх по разрезу эти известняки переходят в доломитизированные; выше наблюдается постепенный переход от доломитизированных известняков барминских слоев к доломитам фаменского яруса.

Мощность барминских слоев незначительна. В разрезе Сулем она достигает 4,7 м, в разрезе Еква — 3,6 м.

Нижняя граница барминских слоев проводится нами по подошве известняка-ракушняка с обильной руководящей фауной барминских слоев.

Разрезы гониатитовых фаций

Крикитовые слои D₃ ср. Как самостоятельный стратиграфический горизонт франского яруса крикитовые слои были выделены впервые в девоне СССР С. М. Домрачевым [1952] на Южном Урале.

В Чусовском районе, в разрезах гониатитовых фаций (на участке Староуткинск — Межевая Утка) крикитовые слои выделены

условно, так как определение собранной в них фауны гониатитов получить не удалось. В этих разрезах непосредственно под известняками с *Liorhynchus baschkiricus* Tschern. фаменского яруса встречена фауна мелких гониатитов, резко отличных от крупных *Manticoceras intumescens* Beug., встречающихся ниже в мендымских слоях.

В Кизеловском районе крикитовые слои выделены условно в разрезах Губаха, Серные Ключи, Кривой Рог и Усть-Вижай. Во всех этих разрезах они покрываются отложениями фаменского яруса. Палеонтологическим обоснованием проведения нижней границы является исчезновение фауны мендымских слоев — гониатитов *Manticoceras intumescens* Beug. и *M. cordatum* Sand. и появление мелких форм — *M. carinatum* Sand. (non Beug.), которые, по-видимому, тождественны *M. complanatum* Sand. Последняя форма в комплексе с *Crickites expectatus* Wdkd. встречена С. М. Домрачевым [1952] в крикитовых и аскыньских слоях Южного Урала, а Н. Г. Чочиа и К. И. Адриановой в аскыньских слоях в бассейне р. Вишеры. В Кизеловском районе руководящие формы гониатитов крикитовых слоев не были встречены.

Полный разрез крикитовых слоев в Кизеловском районе изучить нигде не удалось. Были описаны преимущественно их верхняя и средняя части. Крикитовые слои представлены известняками темно-серыми, иногда серыми, битуминозными, в отдельных разрезах доломитизированными (Серные Ключи, Усть-Вижай), толстослоистыми, с редкими прослоями известково-глинистых сланцев и доломитов. Фауна в известняках немногочисленна. В них определены брахиоподы *Lingula subparallela* Sandb., *Liorhynchus* sp., птероподы *Tentaculites* cf. *tenuicinctus* Roem., гониатиты: *Manticoceras carinatum* Sandb., *Tornoceras cinetum* Keus. (?), *Manticoceras* sp. (близкий к *Manticoceras carinatum* Sandb.), *Orthoceras* sp., пелециподы: *Buchiola* ex gr. *retrostriata* Buch., *B. scabrosa* Clarke, *B. timanica* Lam.

Мощность крикитовых слоев в Чусовском районе подсчитана вместе с мощностью мендымских слоев, так как оснований для точной отбивки границы между ними нет. Она равна 15 м в верхнем течении р. Чусовой (Староуткинск), увеличивается к северо-западу до 37,8 м (Афонины Брови) и снова уменьшается до 27,8 м (разрез Баронская).

В Кизеловском районе мощность изменяется от 4 м (Серные Ключи) до 5,5 м (Кривой Рог) и до 7 м в разрезе Усть-Вижай.

Нижнюю границу крикитовых слоев проследить не удалось.

ОБЛАСТЬ ПОДНЯТИЙ В ПРОГИБЕ

Нерасчлененные отложения верхнефранского подъяруса развиты в Кыновско-Пашийском (в его южной части) и в Краснокамско-Полазненском районах.

Наибольшее сходство эти отложения имеют с устькатавскими и айлинскими слоями унифицированной схемы и являются возрастными аналогами аскыньских и барминских слоев разрезов брахиоподовых фаций. Они соответствуют всему объему верхнефранского подъяруса.

В южной части Кыновско-Пашийского района эти отложения сложены преимущественно известняками светло-серыми, серыми, с битуминозным запахом, массивными, с прослоями органогенных известняков и светло-серых доломитов. Известняки содержат большое количество строматопор, амфипор, кораллов. В них определены *Stromatopora* sp., *Clathrodictyon tschusovense* J a v., *Cl. katavense* J a v., *Amphipora koivensis* R i a b. (in coll.), *A. sp.*, *A. patokensis* R i a b., кораллы *Syringopora* sp., *Neostriophyllum* cf. *modicum* S o s h k., брахиоподы *Gypidula* sp., *Camarotoechia* cf. *neapolitana* W h i d b., *Atrypa* cf. *alticola* F r e s h, крупные гастроподы, фораминиферы: *Bisphaera elegans* var. *subspheera* V i s s., *V. angulata* A n t r., *Geinitzina* sp., *Irregularina* sp., *Schuguria flabelliformis* A n t r. (очень много), *Parathuramina subvasta* E. B y k., *Parathuramina bicamerata* E. B y k.

В северной части Кыновско-Пашийского района (разрезы Таранчиха, Калаповка на р. Вижае) отложения, соответствующие средне- и верхнефранским подъярусам, расчленить не удастся. Представлены они однообразной толщей доломитов желтовато-серых, реже темно-серых, с битуминозным запахом. Среди доломитов в разрезе Таранчиха встречаются линзы белого известняк-ракушняка, переполненного брахиоподами *Spirifer* ex gr. *subumbonus* H a l l, *Cyrtospirifer* sp., *Theodossia* sp., фораминифер *Bisphaera elegans* V i s s., *Vicinisphaera squalida* A n t r., *Parathuramina suleimanovi* L i p., *Endothyra* sp. (?), *Caligella borovkensis* A n t r.

Видимая мощность нерасчлененных осадков средне- и верхнефранского подъярусов изменяется от 9 м в разрезе Калаповка до 51 м в разрезе Таранчиха.

Аналогичная же картина наблюдалась и в самой южной части Кыновско-Пашийского района — в разрезе Усть-Бедька на р. Чусовой, но по составу осадки резко отличаются от отложений, развитых по рр. Вижай и Вильве. В разрезе Усть-Бедька они сложены преимущественно известняками коричневатого-серыми, толстослоистыми, с крупными строматопорами, брахиоподами *Spirifer* ex gr. *subumbonus* H a l l, *Cyrtospirifer* sp., *Theodossia* sp. и фораминиферами *Bisphaera elegans* V i s s., *Vicinisphaera squalida* A n t r., *Parathuramina suleimanovi* L i p., *Endothyra* sp. (?), *Caligella borovkensis* A n t r. с подчиненными прослоями доломитов.

Видимая мощность их в разрезе Усть-Бедька около 76 м. В Краснокамско-Полазненском районе, по данным Е. Н. Ларионовой и Н. И. Петреновой, в них встречены два типа пород: в нижней части известняки с *Amphipora*, в верхней части —

известняки с *Theodossia*. Нижние известняки с *Amphipora* серые, желтовато-серые, со стилолитами, без признаков доломитизации, с примазками битуминозной глины, с прослоями светлых амфипоровых известняков с остракодами. В них определены крупные *Theodossia anosofi* V e r n., близкие к *Theodossia tanaica* N a l.

Верхние горизонты с *Theodossia evlanensis* N a l. представлены светлыми разностями, содержащими многочисленные остатки мелких *Theodossia* ex gr. *evlanensis* N a l., *Theodossia* ex gr. *katavensis* N a l., редкие гастроподы и фораминиферы.

Мощность верхнефранских отложений в Кыновско-Пашийском районе изменяется от 58 м в разрезе Кын до 92 м в разрезе Б. Семеновка, уменьшаясь до 48 м в разрезе Шайтан и до 46 м в разрезе Богатский Камень. В Краснокамско-Полазненском районе мощность их изменяется от 63 до 97 м. В Пудлингах, в скважине Р-1, нами условно выделены отложения верхнефранского подъяруса, представленные серыми, с битуминозным запахом известняками и светло-серыми доломитами, иногда брекчиевидными. Из-за отсутствия фауны эти отложения выделены условно. Залегают они на осадках верхнебавлинской свиты.

В скважине в районе Тастубы, расположенной в 100 км южнее Пудлинговской структуры, на отложениях ашинской свиты залегают осадки орловской терригенной толщи, покрываемые верхнефранскими известняками. По данным В. Н. Тихого, этот факт подтверждает правильность отнесения известняков и доломитов, вскрытых в Пудлингах, к верхнефранскому подъярусу, по аналогии с Тастубой.

Видимая мощность отложений верхнефранского подъяруса в Пудлингах около 160 м.

Нижнюю границу нерасчлененных отложений верхнефранского подъяруса очень трудно установить, так как подстилающие отложения почти неотличимы от покрывающих, и во всех этих разрезах она проводится условно.

Фаменский ярус

Отложения фаменского яруса западного склона Среднего Урала, Прикамья и северной части Уфимского плато не удается разделить на нижне- и верхнефаменский подъярусы и на более дробные горизонты, так как они литологически однородны и содержат недостаточное количество фауны. Для этих отложений наблюдается унаследованность типов разрезов, выделявшихся для верхнефранского подъяруса, выражающаяся в том, что светлые известняки и доломиты верхнефранского подъяруса в разрезах Предуральяского прогиба (брахиоподовых фаций) и зон поднятий в прогибе переходят в аналогичные известняки и доломиты фаменского яруса с редкой фауной; темные битуминозные известняки доманикового облика, развитые в разрезах гониатитовых

фаций в верхнефранском подъярусе, переходят в аналогичные отложения фаменского яруса, фациальные различия отложений фаменского яруса менее значительны, чем франского яруса.

Осадки фаменского яруса в разрезах брахиоподовых фаций неотличимы от осадков, развитых в зонах поднятий в прогибе. Поэтому для фаменских отложений выделены разрезы двух типов: 1) брахиоподовых фаций и зон поднятий в прогибе и 2) гониатитовых фаций.

Разрезы брахиоподовых фаций и зон поднятий в прогибе

Описываемые отложения распространены повсеместно на Урале и Русской платформе, кроме Кизеловского, западной части Пашийского районов и бассейна р. Чусовой от р. Серебрянки до г. Староуткинска, где развиты отложения гониатитовых фаций.

Отложения фаменского яруса представлены чередованием известняков и доломитов, преимущественно без фауны. Соотношение известняков и доломитов различное. В одних разрезах преобладают известняки, в других — доломиты.

Известняки, серые и светло-серые, реже темно-серые, при ударе издают битуминозный запах, мелкозернистые, толсто- и среднеслоистые, иногда со стилолитовыми швами.

Доломиты серые, коричневато-серые, большей частью перекристаллизованные. В известняках (разрез Еква) встречены остатки кораллов *Alveolites* sp., брахиопод *Stropheodonta latissima* Buch, *Anatrypa sikasa* Na l., а также остракод. В разрезе Б. Семеновка в известняках определены фораминиферы: *Irregularina cidis* E. Buk., *Vicinisphaera squatlida* Ant r., *Bisphaera elegans* Viss., *Archaeosphaera suleimanovi* Viss., *Parathurammina suleimanovi* Lip., *P. magna* Ant r.

В разрезе Пашия в нижней части фаменского яруса в серых известняках, содержащих прослой окремнелых битуминозных известняков, встречены довольно многочисленные экземпляры *Cyrtospirifer* cf. *archiaci* Murch.

В разрезе Богатский Камень среди отложений фаменского яруса появляются прослой глин и доломитизированных известняков. В известняках иногда содержатся водоросли *Pycnostroma* sp.

По литологическому составу в Пермском районе выделяются два комплекса осадков; нижний — известняковый и верхний — доломитовый. Известняки светлые и желтовато-серые, доломитизированные, органогенно-водорослевые, со стилолитами и подчиненными прослоями доломитов. Доломиты буровато-серые, иногда глинистые, с включениями ангидрита, с редкими прослоями известняков. Последние местами неравномерно доломитизированы и имеют поэтому пятнистую окраску. В них определена лишь одна форма, характерная для елецких слоев платформы, — *Pachoceras* cf. *tanaica* Pacht.

В Удмуртии и на Уфимском плато отложения фаменского яруса представлены преимущественно известняками, иногда органогенно-обломочными и оолитовыми, с редкими прослоями доломитов, ангидритов и глинистых сланцев. В известняках встречены *Crinoidea*. Н. И. Петреновой определены брахиоподы: *Aucella interlineata* Sow., *Pugnax acuminata* var. *mesogonica* Phill., *Pugnax pugnus* Martin, *Monticola collinensis* Fresh., фораминиферы (в Бураново): *Vicinesphaera squalida* Aptr., *Archaeosphaera suleimanovi* Viss., *Parathurammina* aff. *dagmarae* Sul., *Endothyra* sp., *Schuguria flabelliformis* Aptr.

Переход от фаменских к верхнефранским осадкам постепенный вследствие унаследованности фаций, и поэтому в большинстве случаев граница проводится только по появлению фауны фаменского возраста.

В разрезе Б. Семеновка граница между турнейским и фаменским ярусами проводится условно из-за отсутствия фауны.

В разрезе Еква выше немых доломитов фаменского яруса после закрытого промежутка, равного по мощности 8 м, залегают доломиты и серые известняки зоны этрень с фауной фораминифер и брахиопод.

- В верхнем течении р. Чусовой видимая мощность отложений фаменского яруса достигает 100 м (Новоуткинск). В Пашийско-Чусовском районе мощности изменяются от 230 м на юге (Еква) до 213 м в разрезе Кын и несколько уменьшаются в разрезе Б. Семеновка — 211,0 м. В самом северном разрезе Пашийского района, где развиты осадки этого типа, мощность отложений фаменского яруса равна 150 м. Следовательно, можно говорить о закономерном уменьшении мощностей фаменских отложений с юго-востока на северо-запад вдоль западного склона Среднего Урала. В разрезах Пермского Прикамья мощности колеблются от 150 до 220 м. В Удмуртии и на Уфимском плато мощность фаменского яруса равна 300—400 м.

Разрезы гониатитовых фаций

Отложения фаменского яруса в разрезах гониатитовых фаций резко отличаются от отложений брахиоподовых фаций как по литологии, так и по фауне. По своему облику эти осадки являются отложениями доманикового типа с остатками гониатитов, климений и брахиопод.

Они развиты в Чусовском районе на участке от пос. Староуткинск до р. Серебрянки. При этом в разрезе Серебрянка фаменский ярус представлен осадками, переходными от брахиоподовых фаций к гониатитовым фациям. В Кизеловском районе и западной части Пашийского района эти осадки развиты повсеместно и изучены в разрезах Губаха, Широкое, Усьва, Кривой Рог, Усть-Вижай, Калаповка и Тесовая.

Для них можно выделить два подтипа: 1) чусовской, к которому относятся отложения фаменского яруса, развитые в бассейне

р. Чусовой, и в западной части Пашийского района — Калаповка и Тесовая; руководящими и распространенными в них являются брахиоподы; 2) кизеловский, к которому относятся осадки, развитые в Кизеловском районе до широты р. Калаповка; руководящей группой фауны в них являются гониатиты.

В разрезах чусовского типа в бассейне р. Чусовой отложения фаменского яруса представлены серыми, коричневато-серыми известняками с подчиненными прослоями известково-глинистых сланцев. Известняки иногда доломитизированные и конгломератовидные. В них найдены редкие *Lingula*, *Liorhynchus* cf. *laevis* Gürich, *L. baschkiricus* Tschern., *Cyrtospirifer* ex gr. *archiaci* Murch., *Cyrtiopsis rjausakensis* Nal., *C.* aff. *rjausakensis* Nal. и *Chonetes* sp. Встреченные в изобилии в нижних горизонтах разреза Сулем, они подчеркивают переходный характер этих отложений к разрезам брахиоподовых фаций, представленных на Южном Урале макаровскими слоями.

В разрезе Калаповка отложения нижней части фаменского яруса сложены чередующимися серыми тонкоплитчатыми известняками и кремнисто-известковистыми черными и темно-серыми сланцами. В них определены *Lingula* sp., *Orbiculoides* sp., *Liorhynchus baschkiricus* Tschern., *Monticola* cf. *canalis* Münster. В верхней части количество сланцевых прослоев уменьшается. В известняках найдены *Liorhynchus baschkiricus* Tschern., *L.* cf. *ursus* Nal., *L.* sp. nov. Еще выше по разрезу встречены *Lingula* sp., *Monticola elegans* Nal., *Pugnax* (?) *plana* Nal.

Эти формы, по заключению Б. П. Марковского, соответствуют верхам фаменского яруса.

В разрезе Тесовая описываемые отложения по литологическому составу сходны с отложениями разреза Калаповка. В них определены *Lingula* sp., *Liorhynchus baschkiricus* Tschern., *L.* sp., *Pugnax* cf. *triadentatus* Nal., *P.* sp. nov.

В разрезах кизеловского типа в Кизеловском районе они представлены довольно тонким чередованием битуминозных известняков темно-серого и черного цвета, известково-глинистых, кремнистых и горючих сланцев, а также бурых рассланцованных мергелей. По характеру переслаивания и составу пород эти отложения близки к осадкам доманикового типа. В нижней части разреза в известняках найдена довольно многочисленная фауна хейлоцерового горизонта — *Cheiloceras subpartitum* Münster., *Ch.* sp., *Orthoceras* sp. (Губаха). В верхней части встречены плохой сохранности *Liorhynchus* sp., *L.* aff. *laevis* Gürich, *Buchiola* (?) sp., *Posidonia* cf. *venusta* Münster., *Bactrites* sp. и остракоды. В самых верхних горизонтах в разрезе Губаха встречены *Clymenia* sp. и *Liorhynchus* sp.

По данным П. А. Софроницкого, в разрезе Широкое на левом берегу р. Косьвы описываемые осадки аналогичны отложениям

разреза Губаха. В них встречены раковины расплюснутых брахиопод *Lingula*, *Discina*, пелеципод *Posidonia*, *Entomis* sp.

На р. Вильве (Кривой Рог) они представлены типичной для фаменского яруса известняково-сланцевой толщей с *Lingula* sp., *Liorhynchus baschkiricus* Tschern., *Liorhynchus* sp., *Monticola* (?) sp., *Buchiola retrostriata* Buch., *B. angulifera* Roem.; остракодами *Entomis* aff. *tenuistriata* Mattern., *E. pseudo-richterina* Mattern. Е. Н. Поленовой такие же виды остракод были описаны из коллекции Б. П. Марковского из разреза Губаха.

Разрез Усть-Вижай представлен доманиковой фацией преимущественно известняками. Из его основания определены: *Buchiola* sp., *Cheiloceras subpartitum* Münster., *Ch.* sp., *Orthoceras* sp. В вышележащих слоях найдены *Lingula* sp., *Liorhynchus* cf. *subreniformis* Schnur., *Buchiola* sp., *Bactrites* sp.

Вверх по разрезу известняки становятся более толстослоистыми и содержат *Liorhynchus* cf. *baschkiricus* Tschern., *L. ursus* Nal. (?).

Нижняя граница отложений фаменского яруса в гониатитовой фации изучена в разрезах Губаха, Кривой Рог, Усть-Вижай. Здесь они залегают на крикитовых слоях без видимого размыва и перерыва с постепенным изменением литологического состава и фауны.

Верхняя граница описываемых отложений с породами турнейского яруса прослеживается не всегда четко. В разрезе Кривой Рог на р. Вильве граница их с турнейским ярусом проводится по известняковому конгломерату, состоящему из полуокатанных плиток тонкозернистых светло-серых известняков, ориентированных параллельно слоистости и сцементированных известковистым материалом.

Выше этого конгломерата, после полутораметрового перерыва, залегают отложения турнейского яруса, содержащие нижнетурнейскую фауну — *Productus gorskii* Nal., *Liorhynchus vilvensis* Nal., *Spirifer alatau* Nal., характерную по схеме 1936 г. Д. В. Наливкина для вильвенских слоев западного склона Урала.

В разрезах чусовского типа полная мощность отложений не установлена, за исключением разреза Калаповка, где ориентировочно она равна 170 м. В разрезах кизеловского типа полная мощность губахинской свиты установлена в разрезах Кривой Рог, где она достигает 110—120 м, и Усть-Вижай — не менее 100 м.

Глава III

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕРРИГЕННЫХ СЛОЕВ

Петрографо-минералогической характеристике такатинских, чувовских и пашийских терригенных слоев девонских отложений уделено здесь особое внимание, так как выяснение их состава имеет первостепенное значение для решения вопросов палеогеографии и палеотектоники — установления береговых линий древних морей, направления сноса кластического материала и, в особенности, для суждения о перспективах нефтеносности с точки зрения поисков коллекторских горизонтов, непроницаемых перекрытий и определения условий осадконакопления.

Такатинские слои

Такатинские слои на изученной территории развиты только в бассейне р. Чусовой, в Кизеловском районе и в Пермском Прикамье. По петрографическим признакам они делятся на три типа: 1) глинисто-алевролит-песчанистый, 2) алевролит-песчанистый, 3) песчаниковый.

Глинисто-алевролит-песчаниковый характеризуется развитием песчаников преимущественно светлых тонов — коричневатобелых, серовато-белых, голубовато-серых, переслаивающихся с алевролитами, глинистыми сланцами и аргиллитами. Преобладающими разностями пород являются песчаники и алевролиты. Песчаники по составу преимущественно кварцевые и только на участке р. Сулем — р. Кумыш в них содержится незначительное количество полевых шпатов. В разрезах Усть-Кумыш и Сылвица преобладают глинистые разности.

При микроскопическом изучении установлено, что содержание обломочного материала в кварцевых песчаниках составляет 80—95 %. Представлен он зернами кварца и в незначительном количестве обломками кварцитов и кремнистых пород. Зерна кварца разбиты сетью трещин, большинство из которых выполнено мелко-агрегатным кварцем. Некоторые зерна кварца имеют волнистое погасание. Форма обломков угловато-окатанная, окатанная. Размер зерен и обломков варьирует от 0,09 до 0,5 мм. Сортировка

кластического материала в песчаниках плохая. Преобладающим цементом является кварцевый цемент разрастания, но в незначительном количестве развит смешанный цемент — кварцевый цемент разрастания и глинистый цемент выполнения пор, причем последний присутствует в подчиненном количестве.

Второй разновидностью песчаников являются кварцевые песчаники, содержащие незначительное количество полевых шпатов (в разрезах Сулем, Усть-Бедька, Усть-Кумыш). При микроскопическом изучении установлено, что в них содержится 85—95% обломочного материала, состоящего из зерен кварца, плагиоклаза, обломков кварцитов и кремнистых пород. Зерна кварца большей частью разбиты сетью трещин, часто имеют волнистое погасание. Плагиоклазы серицитизированы и пелитизированы. Форма зерен и обломков угловатая, угловато-окатанная и окатанная. Размер их варьирует от 0,1—0,2 до 0,4—0,5 мм. Цемент по составу и структуре неоднородный — преобладает кварцевый цемент разрастания и в подчиненном количестве глинистый цемент выполнения пор и соприкосновения. Из акцессорных минералов в них присутствует полуокатанный циркон; из аутигенных — пирит в форме шариков. В кварцевых песчаниках акцессорные минералы отсутствуют.

При минералогических исследованиях тяжелой и легкой фракции видно, что как для кварцевых, так и для полевошпато-кварцевых разностей характерно обогащение анатазом от 10,5 до 30% в разрезах Сыльвица и Усть-Бедька. В этих же разрезах в песчаниках содержится значительное количество титансодержащих минералов и рутила. Содержание турмалина также значительно. Исключение составляет разрез Сулем, в котором отсутствуют все вышеперечисленные минералы, но наблюдается значительное содержание аутигенного пирита — 81% (табл. 3).

В легкой фракции преобладающим минералом является кварц; полевые шпаты — плагиоклаз и микроклин — содержатся в незначительном количестве (от 1,5 до 10%). Для разреза Усть-Бедька характерно значительное обогащение обломками слюдисто-кремнистых (до 49%) и слюдисто-глинистых пород (табл. 4).

Алевролиты, встречающиеся в разрезах глинисто-алевролитово-песчаникового типа, аналогичны по составу песчаникам.

Разрезы такатинских слоев алевролитово-песчаникового типа, как уже отмечалось в главе «Стратиграфия», развиты в Пашийском и Кизеловском районах, в Лобаново и Батуях. Такатинские слои представлены кварцевыми песчаниками, алевролитами и подчиненными прослоями гравелитов.

При микроскопическом изучении установлено, что содержание кластического материала в алевролитах изменяется от 70 до 95%. Представлен он преимущественно зернами кварца, в некоторых разрезах встречается незначительное количество зерен плагиоклаза, микроклина и обломков кремнистых пород. Размер зерен и обломков варьирует от 0,02 до 0,1 мм. Форма их угловатая,

Минералогический состав пород тагатинских слоев (тяжелая фракция)

Таблица 3

| Местонахождение | Тип разреза | № образца | Содержание, % | | | | | | | | | | | | | | | | | | Сумма |
|---|-------------|-----------|-------------------|---------|-----------------|--------|----------|-------------------|-------|-------|-----------------|-----------------|----------------|--------|--------|--------|-------|--------|------------|---------|-------|
| | | | Карбонат (апатит) | Монацит | Рудные минералы | Циркон | Турмалин | Гранат бесцветный | Сфен | Рутил | Титансодержащие | Роговая обманка | Группа эпидота | Блотит | Апатит | Анаказ | Барит | Хлорит | Аутигенные | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | Пирит | Сидерит | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| р. Косьва | II | 203a | — | 1,5 | 48,5 | 24,0 | 2,5 | Следы | Следы | 7,5 | 9,5 | Следы | 0,5 | Следы | — | 3,5 | 2,5 | 2,5 | — | — | 100 |
| » » | II | 203b | — | — | 84,0 | 7,5 | 1,0 | — | — | 3,0 | 4,0 | — | — | — | — | 0,5 | — | — | — | — | 100 |
| » » | II | 203c | Очень мало | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| » » | II | 203e | — | — | 81,0 | 12,0 | 1,0 | — | — | 0,8 | 5,2 | — | — | — | — | — | — | — | — | — | 100 |
| » » | II | 203 | — | — | 72,0 | 23,0 | 2,5 | — | — | 0,5 | 1,0 | Следы | — | — | — | 1,0 | — | — | — | — | 100 |
| Полазна (скв. 6 на глубине 1964,4—1966,0 м) | III | 2 | — | — | — | 0,7 | 1,0 | — | — | 0,7 | — | — | — | — | — | 2,0 | — | — | 41,0 | 54,0 | 100 |
| р. Кумыш | I | к-250b | 59,5 | — | 20,0 | 14,0 | 2,0 | — | — | 3,0 | — | — | 1,0 | — | — | 0,5 | — | — | — | — | 100 |
| р. Бедька | I | к-246 | — | — | 17,5 | 31,0 | 6,0 | — | — | 8,0 | 8,0 | — | — | — | — | 30,0 | — | — | — | — | 100 |
| р. Сылвица | I | к-227a | — | — | 30,0 | 25,0 | 9,0 | — | — | 9,0 | 14,0 | Следы | — | — | — | 12,0 | — | 1,0 | — | — | 100 |
| » » | I | к-226 | — | — | 60,0 | 15,0 | 4,0 | — | — | 1,0 | 2,0 | — | — | — | — | 18,0 | — | — | — | — | 100 |
| » » | I | к-226b | — | — | 42,0 | 13,0 | 10,0 | — | — | 7,0 | 17,0 | — | 0,5 | — | — | 10,5 | — | — | — | — | 100 |
| р. Сулем | I | к-75a | — | — | 11,0 | 1,0 | 2,0 | — | — | — | — | — | — | — | Следы | 1,0 | — | — | 85,0 | — | 100 |
| р. Новоуткинск | II | ш-3b | — | — | 91,0 | 3,0 | 4,0 | — | — | Следы | Следы | — | — | — | — | 2,0 | — | — | — | — | 100 |

Таблица 4

Минералогический состав пород такатинских слоев (легкая фракция)

| Местонахождение | Тип разреза | № образца | Содержание, % | | | | | |
|---|-------------|-----------|---------------|--------------|------------------------------|------------------|-----------------------------|--|
| | | | Кварц | Полевой шпат | Обломки слюди-сто-кремнистые | Изотропные зерна | Обломки слюди-сто-глинистые | Обломки алевроли-тов с гли-нисто-сло-дистым цементом |
| р. Косьва | II | 203a | 97,0 | 1,7 | 1,3 | — | — | — |
| » » | II | 203b | 82,0 | 1,0 | 16,0 | — | — | 1,0 |
| » » | II | 203c | 95,0 | 2,8 | 2,2 | — | — | — |
| » » | II | 203e | 98,0 | 1,0 | 1,0 | — | — | — |
| » » | II | 203 | 95,0 | 3,0 | 2,0 | — | — | — |
| Полазна (скв. 6 на глубине 1964,4—1966,0 м) | III | 2 | 91,0 | 3,0 | — | 1,5 | 4,5 | — |
| р. Кумыш | I | к-250b | 86,0 | 1,5 | — | — | 11,5 | — |
| р. Бедьга | I | к-246 | 48,0 | 3,0 | 49,0 | — | — | — |
| р. Сылвица | I | к-226 | 96,5 | — | — | 2,0 | 1,5 | — |
| » » | I | к-227a | 94,0 | 2,0 | 4,0 | — | — | — |
| » » | I | к-226a | 94,0 | — | 6,0 | — | — | — |
| р. Сулем | I | к-75a | 80,0 | 10,0 | 10,0 | — | — | — |
| р. Новоуткинский | II | ш-3b | 96,0 | — | — | 4,0 | — | — |

угловато-окатанная и лапчатая в разностях, близких к кварцитовидным. Сортировка обломочного материала плохая. Цемент в алевролитах глинистый, глинисто-кремнистый, слюдисто-глинистый, кварцевый и иногда смешанный по составу. Глинистый цемент по своей структуре является цементом выполнения пор и реже базальным, кварцевый — разрастания и соприкосновения. Глинистый цемент часто обогащен гидроокислами железа. В некоторых разностях алевролитов содержится зернистый пирит, неравномерно распределенный в породе. Из аксессуарных минералов в них присутствуют циркон, титанистые минералы, роговая обманка и магнетит.

Песчаники кварцевые по составу, часто кварцитовидной структуры. Как установлено при микроскопическом изучении, содержание кластического материала в песчаниках колеблется от 80 до 95%; сложен он зернами кварца, разбитыми сетью тонких трещин; большинство зерен кварца имеет волнистое погасание. В кварце встречаются редкие включения циркона. Размер зерен колеблется от 0,03 до 0,3—0,4 мм. Форма зерен угловатая, угловато-окатанная. Цемент в песчаниках по составу кварцевый и слюдисто-глинистый, по типу — цемент разрастания и выполнения пор. В некоторых разностях цемент смешанный — кварцевый и глинистый.

Изучение минералогического состава тяжелой и легкой фракций показало, что в отличие от песчаников, слагающих разрезы

первого типа, в тяжелой фракции описываемых песчаников резко сокращается процентное содержание титансодержащих минералов, рутила и анатаза, и в одном образце появляется барит, который отсутствует в песчаниках разрезов первого типа.

Легкая фракция почти нацело состоит из кварца и незначительного количества полевого шпата (от 1,7 до 3%). В разрезе Новоуткинск полевой шпат отсутствует. В отличие от песчаников первого типа в них присутствуют изотропные зерна и обломки алевролитов с глинисто-слюдистым цементом (см. табл. 3, 4).

Химический анализ пород такатинских слоев разреза Мултык показал, что в них содержится 87,47 нерастворимого остатка (0,070 в пересчете на молекулярные числа), 11,24— Fe_2O_3 ; 0,20% — CaO (0,005 при пересчете на молекулярные числа); 0,10 — MgO (0,002 при пересчете на молекулярные числа); потеря при прокаливании составляет 1,34%.

Такатинские слои в разрезах песчаникового типа (скважины Полазна № 6 и Залесная № 7) сложены светлыми средне- и грубозернистыми кварцевыми песчаниками, преимущественно среднезернистыми, реже неравнозернистыми и незначительными прослоями алевролитов.

В кластическом материале основную массу составляет кварц; полевой шпат присутствует в виде зерен. Форма их угловато-окатанная, в значительном количестве встречаются зерна с зубчатыми ограничениями краев, волнистым погасанием. Размер их колеблется от 0,06 до 1,2—2,00 мм. Сортировка обломочного материала плохая.

Цемент в песчаниках и алевролитах разнообразен по составу и представлен кварцевым, кремнистым, глинистым, сидеритовым и каолиновым материалом, причем сидеритовый и каолиновый цемент встречен только в одном образце и совместно. Характерен тот факт, что в тех участках, где присутствует сидеритовый цемент, зерна кварца имеют как бы изъеденную корродированную форму. В глинистом цементе почти повсеместно присутствуют гидроокислы железа в виде образований ступчатой формы. По своей структуре кварцевый цемент является цементом разрастания; глинистый — базальным и выполнения пор; каолиновый — выполнения пор; сидеритовый — базальным и выполнения пор.

Из акцессорных минералов в песчаниках присутствует рутил, циркон и титансодержащие минералы. Из аутигенных минералов — пирит в форме кубиков, причем в отдельных образцах он достигает 10% (скв Р-6 Полазна, глубина 1964-1966 м). При изучении тяжелой фракции этого образца видно, что главную массу ее составляют аутигенные минералы — пирит 41% и сидерит 54%, а остальные минералы — циркон, анатаз, рутил и другие встречаются в незначительном количестве (1—2%). В легкой фракции преобладают кварц (91%), а в подчиненном количестве полевой шпат (3%), изотропные зерна и обломки слюдисто-кремнистых пород.

Чусовские слои

В чусовских слоях в бассейне р. Чусовой и в Пашийском районе выделяются разрезы двух типов: 1) песчано-алевролитового и 2) карбонатно-глинисто-песчаникового.

Разрезы песчано-алевролитового типа сложены кварцевыми песчаниками и алевролитами. Песчаники мелко- и среднезернистые с угловато-округлыми зернами. В них имеются многочисленные железисто-хлоритовые оолиты и сферолиты.

Таблица 5

Химический анализ пород чусовских слоев в бассейне р. Чусовой

| № образ-ца | Местона-хождение | Содержание в % на воздушно-сухую породу | | | | | | | Потеря при прокаливании | Сум-ма |
|------------|------------------------|---|--------------------------------|--------------------------------|------|-------|------|-------|-------------------------|--------|
| | | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | CaO | MgO | | | |
| k-206d | Серебрянка, слой 33 | 12,48 | 18,73 | 43,46 | 1,45 | 1,29 | 0,30 | 22,05 | | 99,76 |
| k-243f | Поляковка | 5,78 | 5,81 | 30,83 | 3,04 | 26,39 | 0,92 | 26,58 | | 99,35 |
| 343h | Афонины Брови, слой 36 | 44,96 | 20,85 | 20,29 | 1,06 | 0,39 | 0,55 | 11,88 | | 99,98 |

Примечание. Теоретическая формула шамозита — $15(\text{Fe, Mg})\text{O} \times 5\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 11\text{SiO}_2 \cdot 16\text{H}_2\text{O}$.

Для образца k-206d — $14(\text{Fe, Ca, Mg})\text{O} \cdot 5\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2 \cdot 16\text{H}_2\text{O}$;

» k-243f — $19(\text{Fe, Mg})\text{O} \cdot 5\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 9\text{SiO}_2 \cdot 16\text{H}_2\text{O} \cdot 85\text{CaCO}_3 \times 7\text{FeCO}_3$;

Для образца 343h — $15(\text{Fe})\text{O} \cdot 5\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 11\text{SiO}_2 \cdot 16\text{H}_2\text{O} \cdot 72\text{SiO}_2 \cdot 16\text{Al}_2\text{O}_3 \times 2\text{CaMg}(\text{O})$.

При химическом анализе оолитов Т. И. Казминой (табл. 5) установлено, что ближе всего по составу к теоретической формуле шамозита приближается образец k-206 (разрез Серебрянка). В образце k-243 (разрез Поляковка) содержится значительная примесь кальцита и немного сидерита. В образце 343 (Афонины Брови) содержится значительная примесь глинистого вещества и кремнезема. Цемент в песчаниках железистый и глинисто-железистый, по типу выполнения пор и соприкосновения.

При микроскопическом изучении алевролитов разреза Нотиха установлено, что содержание кластического материала в них достигает 85—90%. Представлен он кварцем. Форма зерен угловато-окатанная. Размер их не превышает 0,1 мм. По составу

цемента выделяются алевролиты двух разновидностей — алевролиты с кварцевым и с кварцево-глинистым цементом. По структуре и тот и другой являются цеменстами соприкосновения; в глинистом цементе присутствует рассеянный пирит в форме шариков.

Песчаники чусовских слоев разреза Сулем по своему составу аналогичны вышеописанным алевролитам; мелкозернистые (размер зерен до 0,2 мм), с окатанными и угловато-окатанными зернами.

При изучении в шлифах алевролитов чусовских слоев из разреза Афонины Брови видно, что существует две разновидности алевролитов — алевролиты, содержащие 10—20 % песчаного материала, и алевролиты, его не содержащие. Цемент и в том и в другом случае глинистый. В нем встречены скопления пирита (свежего и окисленного) в форме шариков. Из аксессуарных минералов в алевролитах присутствуют циркон и титансодержащие.

Песчаники, слагающие чусовские слои в разрезе Афонины Брови, содержат 85—90 % кластического материала, представленного кварцем. Форма зерен угловато-окатанная, с изрезанными краями. Наблюдается сдавленность зерен кварца в одном направлении. Размер их от 0,03 до 0,2—0,4 мм. В одном и том же шлифе наблюдается неоднородный по составу цемент — кварцевый и глинистый. По своей структуре первый является цементом соприкосновения, а второй — выполнения пор, обогащенный гидроокислами железа и пиритом. Из аксессуарных минералов присутствуют титансодержащие.

Глинистые сланцы, встречающиеся в виде единичных прослоев, представлены непрозрачной зеленовато-бурой изотропной массой, содержащей железистые оолиты.

Минералогический анализ тяжелой фракции показывает, что в среднем течении р. Чусовой (разрез Нотиха) устойчивые минералы — циркон, турмалин и рутил — содержатся в гораздо меньшем количестве в осадках чусовских слоев, чем в тяжелой фракции разреза Серебрянка (Крутой). В последнем в тяжелой фракции намного увеличивается содержание циркона (до 36,7 %), турмалина до 9 %, анатаза до 8,0 %, титансодержащих до 9 %. Кроме того, появляется шпинель, которая отсутствовала в разрезе Нотиха (табл. 6).

Таблица 6

Минералогический состав песчаников чусовских слоев бассейна р. Чусовой (тяжелая фракция)

| № образ-ца | Местона-хождение | Содержание, % | | | | | | | | |
|--------------|------------------|-----------------|--------|----------|-------|-----------------|------------------|--------|----------------|---------|
| | | Рудные минералы | Циркон | Турмалин | Рутил | Титансодержащие | Слюда бесцветная | Анализ | Группа эпидота | Шпинель |
| k-70b 360 | Нотиха | 84,0 | 5,0 | 6,0 | 2,0 | 1,5 | Следы | 1,5 | — | — |
| | Крутой | 36,7 | 36,7 | 8,0 | — | 9,0 | — | 8,0 | 0,5 | 1 |
| | | Сумма | | | | | | | | |
| | | 100 | | | | | | | | |

В разрезах карбонатно-глинисто-песчаникового типа чусовские слои представлены алевролитами, карбонатными и глинистыми породами. Как установлено при микроскопическом изучении, алевролиты кварцевые, иногда кварцитовидные, с содержанием кластического материала от 60 до 85 %, представленного кварцем. Зерна кварца имеют угловатую, угловато-окатанную форму. В породе в значительном количестве имеются зерна песчаной размерности. Отдельные участки имеют кварцитовидное строение; в этих участках наблюдается кварцевый цемент регенерации. Зерна кварца иногда разбиты сетью трещин. Из акцессорных минералов присутствуют бесцветная слюда, циркон, ильменит и лейкоксен. Цемент в алевролитах разнообразный — преобладает кварцевый цемент регенерации, глинистый цемент выполнения пор и соприкосновения; в незначительном количестве образцов (р. Вижай) присутствует кремнисто-халцедоновый цемент. В разрезе Пашийка в некоторых разностях алевролитов цемент смешанный — кварцевый регенерации и глинистый — выполнения пор и соприкосновения.

Пашийские слои D_3^1 pash

Пашийские слои на изученной территории развиты повсеместно. В них можно выделить разрезы трех типов: 1) глинисто-известнякового; 2) известняково-глинисто-песчаникового и 3) глинисто-алевролитово-песчаникового.

Третий тип подразделяется на два подтипа: а) безрудный и б) рудный.

В разрезах первого типа преобладают известняки, глинистые сланцы, аргиллиты. Песчаники и алевролиты присутствуют в подчиненном количестве. В разрезе Староуткинск песчаники, слагающие пашийские слои, кварцевые. Кластический материал в них составляет 85—90 %. Сложен он преимущественно зернами кварца, в незначительном количестве присутствуют обломки кремнистых и слюдисто-кремнистых пород. Большинство зерен кварца имеет волнистое погасание. Форма зерен окатанная, угловато-окатанная; реже зерна имеют изрезанные края. Размер их изменяется от 0,08 до 0,3 мм. Цемент неоднородный, преобладает кварцевый цемент разрастания, в подчиненном количестве — глинистый цемент соприкосновения и выполнения пор.

Пашийские слои в разрезах второго типа представлены песчаниками и алевролитами; в меньшем количестве присутствуют известняки.

В разрезе Нотиха пашийские слои сложены в основном кварцевыми алевролитами, в которых содержится большое количество песчаного материала. Обломочный материал в алевролитах представлен кварцем. Цемент глинистый, по типу — выполнения пор и соприкосновения. В алевролитах присутствует пирит в форме шариков. Распределение его в породе неравномерное.

В подчиненном количестве в разрезе пашийских слоев присутствуют кварцевые песчаники. Как показало их микроскопическое изучение, песчаники разномзернистые, с плохой сортировкой кластического материала. Некоторые песчаники разбиты тонкими трещинками, выполненными крупнозернистым кальцитом. Цемент в песчаниках по составу смешанный — кварцевый и глинистый. Кварцевый цемент является регенерационным, глинистый — выполнения пор. Обогащение рудными минералами в песчаниках менее значительно, чем в алевролитах. Из акцессорных минералов в них присутствует окатанный циркон.

В разрезе Сулем пашийские слои сложены кварцевыми песчаниками, алевролитами, известняками, доломитами, аргиллитами и глинистыми сланцами.

При изучении под микроскопом всех вышеупомянутых разновидностей пород установлено, что песчаники кварцевые, мелко- и неравнозернистые. Содержание кластического материала в них колеблется от 75 до 90 %. Представлен он зернами кварца угловатой, угловато-окатанной формы; реже встречаются зерна, имеющие изрезанные ограничения краев, а также обломки кремнистых пород. Сортировка обломочного материала плохая. Цемент по составу разнообразный. Преобладающим является глинисто-слюдистый и кварцевый цемент, реже кремнистый, глинистый, слюдисто-хлоритовый. Иногда в одном и том же шлифе присутствуют глинисто-слюдистый и кварцевый цементы. По структуре различают базальный цемент, цемент соприкосновения и выполнения пор и цемент регенерационный. Из акцессорных минералов присутствуют циркон, турмалин, сфен. В некоторых разновидностях присутствует пирит, в форме шариков, неравномерно распределенный в породе.

Алевролиты, слагающие пашийские слои, кварцевые, с неравномерно распределенным материалом песчаной размерности. Кластический материал представлен зернами кварца окатанной, угловато-окатанной, часто неправильной формы. В некоторых разновидностях имеются участки, обогащенные пиритом и гидроокислами железа в виде образований сгустковой формы. Цементирующий материал в алевролитах по составу также разнообразный. Присутствуют слюдисто-глинистый, глинисто-слюдистый, слюдисто-хлоритовый, глинисто-карбонатный и доломитовый цементы; часто наблюдается обогащение их гидроокислами железа, которые неравномерно распределены в породе. По структуре цемента различают базальный цемент и цемент выполнения пор. Из акцессорных минералов присутствуют циркон, турмалин, сфен.

Известняки, преобладающие в составе пашийских слоев, преимущественно песчаные; в них имеются участки, сложенные крупнозернистым кальцитом пойкилитового строения. Наблюдается обогащение известняков гидроокислами железа и пиритом.

Как установлено при микроскопическом изучении, доломиты, встреченные в виде прослоев в пашийских слоях, содержат до 20 % обломочного материала, неравномерно распределенного в породе. Представлен кластический материал зернами кварца угловатой и угловато-окатанной формы. В отдельных участках порода перекристаллизована и наблюдаются полисинтетические двойники (до 2 мм).

При изучении сланцев под микроскопом в разрезах первого типа установлено, что они слюдисто-глинистые, содержат 15—20 % кластического материала, представленного кварцем. Наблюдается неравномерное обогащение породы гидроокислами железа и пиритом.

В разрезе Афонины Брови пашийские слои сложены кварцевыми песчаниками, обогащенными неравномерно распределенными гидроокислами железа. Содержание кластического материала в них колеблется от 90 до 95 %. Представлен он зернами кварца окатанной и угловато-окатанной формы с зубчатыми очертаниями краев. Преобладающий размер зерен 0,2—0,15 мм. Песчаники рассечены трещинками, выполненными мелкоагрегатным кварцем или кремнистым материалом. Зерна кварца имеют волнистое погасание. Цемент кварцевый и глинистый, по структуре регенерационный и выполнения пор.

В разрезе Усть-Утка пашийские слои представлены тремя разностями пород:

1) алевролитами кварцевыми, неравнозернистыми с глинисто-карбонатным цементом базального типа (распределение глинистого материала неравномерное; кластический материал сложен зернами кварца угловатой и угловато-окатанной формы; цемент в алевролитах обогащен гидроокислами железа);

2) известняками органогенно-обломочными, содержащими обломочный материал алевролитовой размерности и неравномерно рассеянные шаровидные образования пирита (в породах очень много обломков створок остракод, большей частью перекристаллизованных);

3) песчаниками кварцевыми, кварцитовидными, содержащими 90—95 % кластического материала, представленного зернами кварца и обломками слюдисто-кремнистых пород (некоторые зерна кварца имеют волнистое угасание; песчаники рассечены сетью тонких трещин, выполненных пелитовым материалом; в зернах кварца имеются окатанные включения зерен циркона; цемент кварцевый, регенерационный).

В разрезе Баронская пашийские слои сложены кварцевыми, кварцитовидными песчаниками, содержащими 70—95 % обломочного материала, состоящего из зерен кварца с изрезанными краями, реже окатанными и угловато-окатанными. Большинство зерен кварца разбито сетью трещин, заполненных глинистым материалом. Размер зерен от 0,04 до 0,5 мм. В некоторых песчаниках присутствуют гальки кварца размером до 2 мм, разбитые сетью

трещин. Цемент смешанный — кварцевый разрастания и глинистый выполнения пор. Из акцессорных минералов присутствуют турмалин, циркон и рутил. Наблюдается очень незначительное обогащение песчаников гидроокислами железа и пиритом.

В разрезе Озерки пашийские слои представлены несколькими разновидностями пород. Преобладающими являются песчаники и алевролиты, в подчиненном количестве присутствуют карбонатные и глинисто-карбонатные разности.

При микроскопическом изучении установлено, что песчаники кварцевые, разномзернистые, со смешанным цементом — глинистым соприкосновения и выполнения пор и кварцевым — разрастания. Количество кластического материала в песчаниках достигает 80—85 %. Представлен он зернами кварца угловато-окатанной, реже окатанной формы. В них в значительном количестве присутствует зернистый пирит (10—12 %). Из акцессорных минералов присутствуют циркон и слюда.

Алевролиты кварцевые, состоят из зерен кварца угловато-окатанной и угловатой формы. Зерна кварца часто имеют волнистое погасание. Размер их варьирует от 0,16 до 0,2 мм. Преобладающим является кварцевый цемент разрастания, в меньшем количестве присутствует глинистый цемент выполнения пор. Из акцессорных минералов присутствуют сфен и циркон.

Глинисто-карбонатные разности представлены мергелями и органогенными известняками. В мергелях содержится в незначительном количестве алевролитовый материал. В известняках также содержится значительное количество кластического материала (от 10 до 30 %) и обломков фауны остракод, кораллов и пелеципод.

В разрезе Кын алевролиты кварцевые, неравнозернистые, обогащенные неравномерно распределенными гидроокислами железа и пиритом. Цемент глинистый по типу соприкосновения и базальный. Алевролиты в этом разрезе имеют подчиненное значение.

Пашийские слои в разрезах третьего глинисто-алевролитово-песчаникового типа представлены песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами и аргиллитами. В разрезе Сыльвица они сложены кварцевыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами. При микроскопическом изучении установлено, что песчаники кварцевые, большей частью разномзернистые, преимущественно со смешанным цементом (глинисто-карбонатным, карбонатным и глинистым). Содержание кластического материала изменяется от 70 до 90 %. Он представлен кварцем, единичными зернами кислого плагиоклаза и обломками слюдисто-кремнистых сланцев. Размер зерен изменяется от 0,06 до 0,04 мм. Форма зерен угловатая и угловато-окатанная. По структуре цемент базальный, выполнения пор, соприкосновения и редко регенерационный. Наблюдается обогащение песчаников гидроокислами железа и

пиритом. Из акцессорных минералов присутствуют зеленая слюда и турмалин.

Алевролиты кварцевые, разномзернистые; обломочный материал представлен зернами кварца угловато-окатанной и угловатой формы. Цемент по составу и структуре аналогичен вышеописанным песчанникам.

Наблюдается обогащение аргиллитов обломками алевритовой размерности и пиритом, неравномерно распределенным в породе. По р. Койве алевролиты кварцевые, с единичными зернами плагиоклаза в полисинтетических двойниках. Форма зерен угловато-окатанная, окатанная. Цемент карбонатный, представленный среднезернистым карбонатом микропоякилитового строения. По структуре цемент базальный.

В безрудном подтипе глинисто-алевролитово-песчаникового типа пашийские слои сложены песчанниками и алевролитами с подчиненными прослоями глинистых сланцев. В разрезе Б. Семеновка они сложены кварцевыми алевролитами и песчанниками серой, светло-серой и коричневой окраски. Песчанники присутствуют в подчиненном количестве.

Как установлено при микроскопическом изучении алевролитов, количество кластического материала в них достигает 80—90 %. Представлен он кварцем. Форма зерен угловатая, угловато-окатанная, окатанная. Цемент неоднородный — преобладает глинистый цемент выполнения пор и соприкосновения и в подчиненном количестве кварцевый цемент разрастания. В алевролитах присутствует неравномерно распределенный глинистый материал. Из акцессорных минералов встречены зерна циркона окатанной формы.

Песчанники в разрезе Б. Семеновка кварцевые, часто кварцитовидные, содержащие алевритовый материал. Количество кластического материала в песчанниках достигает 90—96 %. Представлен он зернами кварца и единичными обломками кварцитов. Сортировка обломочного материала плохая. Форма зерен и обломков угловато-окатанная, удлиненная. Преобладающими являются зерна с изрезанными краями. Размер зерен от 0,04 до 0,4 мм. Большей частью скопления мелкозернистого материала образуют как бы островки среди крупнозернистого. Цемент кварцевый, по типу цемент разрастания; в незначительном количестве присутствует глинистый цемент выполнения пор, слабо ожелезненный. Из акцессорных минералов встречен окатанный турмалин.

В разрезе Калаповка пашийские слои сложены кварцевыми алевролитами и песчанниками.

При микроскопическом изучении алевролитов установлено, что в них содержится 85—90 % кластического материала. Представлен он зернами кварца угловато-окатанной, окатанной и лапчатой формы. Некоторые зерна кварца разбиты сетью трещин и имеют волнистое погасание. Цемент в алевролитах неоднородный — глинистый, представленный слюдоподобными минералами

и реже кварцевый. Глинистый цемент выполнения и соприкосновения пор, а кварцевый — разрастания.

В разрезе Б. Гремячая пашийские слои сложены кварцевыми песчаниками и алевролитами. В песчаниках содержится от 70 до 95 % кластического материала. Представлен он зернами кварца и единичными обломками кварцитов. Форма зерен окатанная, угловато-окатанная, реже угловатая. Размер зерен изменяется от 0,1 до 0,5 мм. Некоторые зерна кварца разбиты сетью трещин, заполненных пелитовым материалом. Цемент в песчаниках двух типов — кварцевый цемент разрастания и смешанный цемент — хлоритово-слюдисто-глинистый; очень редко цемент состоит из гидроокислов железа, с незначительным количеством глинистого материала.

Алевролиты кварцевые, содержат от 80 до 95 % обломочного материала, представленного кварцем. Форма зерен угловато-окатанная, окатанная, часто с изрезанными краями. Цемент в алевролитах двух типов — кварцевый цемент разрастания, а в других смешанный — глинистый выполнения пор и соприкосновения и кварцевый цемент разрастания (в одном и том же шлифе).

В виде прослоев среди песчаников и алевролитов присутствуют конгломераты. Конгломераты состоят на 50 % из гравелистого материала, представленного обломками кварцитов, размером от 2 до 5 мм. Форма галек угловато-окатанная. Цемент глинисто-железистый, базального типа.

В разрезе Серные Ключи пашийские слои сложены кварцевыми среднезернистыми песчаниками. Кластический материал представлен зернами кварца окатанной и угловато-окатанной формы. Размер обломков изменяется от 0,06 до 0,7 мм. Цемент в песчаниках глинистый, пропитанный гидроокислами железа и органическим веществом. По своей структуре цемент соприкосновения и выполнения пор.

В разрезе Мултык пашийские слои представлены неравномернозернистыми кварцевыми песчаниками. Обломочный материал в них составляет 60—65 %. Сложен он зернами кварца угловатой, угловато-окатанной формы. Цемент в породе по составу сидеритовый, по типу — базальный. В породе присутствует неравномерно рассеянный пирит в форме шариков и кубиков.

В разрезе Широкое пашийские слои представлены песчаниками и алевролитами. Песчаники и алевролиты кварцевые, разнозернистые, содержащие 85—90 % обломочного материала, представленного кварцем. Форма зерен угловато-окатанная, угловатая и окатанная. Зерна кварца разбиты сетью трещин и имеют волнистое угасание. Цемент в алевролитах двух типов — смешанный и глинистый. В смешанном цементе преобладает кварцевый цемент разрастания, а глинистый цемент — выполнения и соприкосновения пор находится в подчиненном количестве. Глинистый цемент в большинстве случаев пропитан гидроокислами железа.

Во многих разностях алевролитов в значительном количестве присутствует материал песчаной размерности. В песчаниках цемент глинистый, пропитанный гидроокислами железа.

В Краснокамско-Полазненском районе пашийские слои представлены серыми, зеленовато-серыми и белыми песчаниками, алевролитами и темно-серыми и зеленовато-серыми аргиллитами; часто чередующимися между собой и замещающими друг друга. Песчаники кварцевые, хорошо отсортированные с округло-угловатой и округлой формой зерен. Цемент в породах кварцевый, глинистый, местами сидеритовый, реже карбонатный.

В Полазне в скв. Р-6 в кровле пашийских слоев была встречена прослойка в 30 см оолитового глинисто-песчаного известняка, состоящего из ооидов чечевицеобразной формы, сцементированных глинисто-железистым веществом, с ядрами неопределимых мелких пелеципод и брахиопод. Химический состав одного из ооидов обр. 9 из скв. Р-6 Полазны таков:

H_2O —29,62 %, Fe_2O_3 —47,57 % (0,297); FeO — 3,29 % (0,043); CaO — 2,33 % (0,41); MgO — 1,79 % (0,040); потеря при прокаливании — 12,67 %. Сумма — 97,27 %.

Нами было изучено несколько образцов пород из пашийских слоев скважин Полазны и Лобаново.

Как установлено при микроскопическом изучении, песчаники, вскрытые в скв. Р-9 на глубине 1881,5—1882,0 м, кварцевые, содержат 50—70 % обломочного материала, представленного зернами кварца окатанной формы. Многие зерна от 0,18 до 0,2 мм. В различных участках породы встречены скопления зернистого пирита. Цемент в песчаниках карбонатный, по типу базальный и выполнения пор. В отдельных участках цемент микропоякитового строения. Из акцессорных минералов в песчаниках встречены циркон и турмалин.

Алевролиты, вскрытые в скв. Р-7 и Р-6 Полазны на глубине 2034—2040 м, кварцевые. Кластический материал в них составляет 75—95 %. Он представлен зернами кварца и единичными зернами плагиоклаза и микроклина. Форма зерен угловато-окатанная, неправильная. Наблюдается какая-то сдавленность, вытянутость зерен. Цемент в алевролитах глинистый — выполнения пор и соприкосновения. В скв. 2-Р Лобанова в интервале 2149—2155,65 м вскрыты алевролиты и песчаники. Как установлено при микроскопическом описании, песчаники и алевролиты кварцевые. Содержание кластического материала в них колеблется от 65 до 70 %. Представлен он зернами кварца, разнообразными по форме. Цемент в алевролитах карбонатный; по типу — базальный. В песчаниках цемент неоднородный — глинистый, карбонатно-глинистый и карбонатный (в одном образце). По типу цемент базальный, в отдельных участках выполнения пор и соприкосновения. В песчаниках и алевролитах присутствует зернистый пирит в виде скоплений. В алевролитах его количество достигает 40 %.

В скв. Р-1 Чернушки пашийские слои сложены песчаниками, алевролитами и редкими прослоями аргиллитов. При микроскопическом изучении песчаников установлено, что песчаники кварцевые, мелкозернистые и среднезернистые; в них содержится 75—85 % кластического материала, представленного кварцем; форма зерен угловато-окатанная; в подчиненном количестве слабо корродированные зерна с замысловатой конфигурацией. Размер зерен от 0,2 до 0,4 мм. Цемент в песчаниках глинисто-карбонатный, состоит из слабо двупреломляющей глинисто-карбонатной массы. По типу цемент соприкосновения и выполнения пор. В одном участке в породе наблюдался карбонатный цемент пойкилитового строения.

Алевролиты кварцевые, содержат от 60 до 90 % кластического материала. Сложен он зернами кварца окатанной, угловатой, угловато-окатанной формы и единичными обломками кремнистых пород. Цемент в алевролитах разнообразный — глинистый, слюдисто-глинистый, карбонатный — кальцитовый, доломитовый и сидеритовый; в отдельных разностях алевролитов цемент смешанный — кварцевый цемент соприкосновения и карбонатный (сидеритовый) цемент базальный и соприкосновения. Процент растворимости алевролитов пашийских слоев колеблется от 9,6 до 19,4 %.

Как установлено при микроскопическом изучении, аргиллиты содержат до 20 % кластического материала, состоящего из зерен кварца угловато-окатанной формы. Основная масса породы представлена буровато-желтой основной массой. В аргиллитах присутствуют примазки битума, придающие отдельным участкам породы пятнистую окраску. Процент растворимости аргиллитов изменяется от 9,6 до 11,4 % (табл. 7).

Таблица 7

Определение процента растворимости пород пашийских слоев
по скв. Р-1 Чернушка

| № образца | Название породы | Процент растворимости | Примечание |
|-----------|-----------------|-----------------------|--|
| Р-4 1/37 | Аргиллит | 9,6 | Образец Р-4 1/29 слегка заметно вскипал на холоду, остальные образцы кипятились в 5-процентной HCl |
| Р-4 1/35 | » | 11,4 | |
| Р-4 1/43 | Алевролит | 17,4 | |
| Р-4 1/29 | » | 19,4 | |

Пашийские слои в скв. Р-3 и Р-1 в Бураново сложены кварцевыми алевролитами и песчаниками; в виде единичных прослоев присутствуют аргиллиты и карбонатные породы.

Как установлено при микроскопическом изучении, алевролиты содержат 80—95 % кластического материала. Представлен он зернами кварца, единичными зернами плагиоклаза и крем-

нистых пород. Распределение обломочного материала в алевролитах не всегда равномерное. Форма зерен окатанная, угловато-окатанная. Часто в алевролитах присутствуют гальки кварца и микроклина, размером от 1,7 до 2,0 мм; гальки разбиты трещинами, выполненными пелитовым и кремнистым материалом. Цемент в алевролитах неоднороден по составу. Преобладают карбонатный (кальцитовый, доломитовый и сидеритовый) и глинисто-карбонатный цементы, в подчиненном количестве глинистый, глинисто-слюдистый и кварцевый. Карбонатный цемент пойкилитовый. По типам цемента выделяются алевролиты с базальным цементом, цементом выполнения пор, соприкосновения и регенерации. Из аксессуарных минералов в алевролитах присутствует бесцветный циркон. Для алевролитов характерно обогащение зернистым пиритом, неравномерно распределенным в породе.

Как установлено при микроскопическом изучении, в песчаниках содержится от 85 до 95 % кластического материала, представленного кварцем, единичными обломками кремнистых пород и единичными зернами микроклина и плагиоклаза. Форма зерен и обломков окатанная и угловато-окатанная. Некоторые зерна кварца разбиты сетью трещин. Размер их варьирует от 0,08 до 0,5 мм (чаще 0,2—0,3 мм). Среди кварцевых песчаников встречаются прослои кварцитов и песчанико-кварцитов, выделенные на основании количества цемента разрастания. Цемент в песчаниках по составу разнообразный. Преобладающим является глинистый цемент; в меньшем количестве в песчаниках присутствуют слюдисто-глинистый, кварцевый и карбонатный (кальцитовый и доломитовый) цементы. По типу цемента различают цементы соприкосновения, выполнения пор, базальный и регенерации. В песчаниках с карбонатным цементом часто наблюдается наличие зерен кварца с корродированными краями. Из аксессуарных минералов присутствуют циркон, сфен, магнетит. В песчаниках неравномерно распределен зернистый пирит.

Карбонаты представлены двумя разновидностями пород — чистыми известняками и известняками, содержащими алевроитовый материал. Известняки среднезернистые; в них имеются участки пойкилитового строения. Алевроитовый материал в известняках представлен кварцем, плагиоклазом (единичные зерна), единичными обломками кремнистых пород. Глинистые разности представлены аргиллитами со значительным содержанием кластического материала алевроитовой размерности (до 40—45 %). Последний представлен кварцем. Распределение его в породе неравномерное.

В скв. Р-7 Варзи-Ятчи нашрийские слои представлены кварцевыми песчаниками и алевролитами, с единичными прослоями карбонатов.

При микроскопическом изучении этих пород установлено, что песчаники и алевролиты кварцевые по составу, содержат от 70 до 90 % обломочного материала, представленного зернами

кварца окатанной, угловато-окатанной и реже угловатой формы. Зерна кварца разбиты тонкими трещинками, выполненными пелитовым материалом. Цемент в алевролитах и песчаниках разнородный. В песчаниках преобладает смешанный цемент — глинистый и карбонатный (в одном и том же образце). По типу цемент базальный. В алевролитах цемент глинистый и слюдисто-глинистый, по структуре базальный, выполнения пор и соприкосновения.

Карбонатные породы представлены известняками доломитизированными, мелкозернистыми, в отдельных участках имеют пойкилитовое строение.

В скв. Р-1 Акаришура пашийские слои сложены, главным образом, алевролитами; песчаники и глинистые породы присутствуют в подчиненном количестве.

Алевролиты и песчаники кварцевые. Содержание обломочного материала в них колеблется от 85 до 95 %. Представлен он зернами кварца, преимущественно чистыми, реже замутненными. Кроме кварца, преобладающего в породах, в них присутствуют единичные зерна и обломки полевого шпата и кремнистых пород. Зерна кварца часто с волнистым погасанием. Зерна полевого шпата довольно сильно пелитизированы. Форма зерен угловато-окатанная, реже окатанная. Почти все алевролиты и песчаники обогащены пиритом, который присутствует в породе либо в виде очень мелких частиц неопределенной формы, либо в виде шариков. Цемент в песчаниках и алевролитах преимущественно глинистый, реже глинисто-слюдистый, карбонатный (сидеритовый). В отдельных разностях кварцевый цемент регенерации. По типу цемент выполнения пор, соприкосновения, базальный. В алевролитах часто присутствует материал песчаной размерности. Из акцессорных минералов встречены циркон и турмалин; из аутигенных минералов — глауконит. В алевролитах встречены остатки углестого вещества; часто эти остатки пиритизированы. Наблюдаются округлые образования желтого или буро-желтого цвета, почти изотропные в скрещенных николях, — по-видимому, фосфаты.

Глинистые породы, присутствующие в подчиненном количестве, представлены алевроитовой глиной или сильно глинистым алевролитом. При микроскопическом изучении установлено, что главная масса породы в алевроитовых глинах состоит из тонких чешуек гидрослюд яркодвуупреломляющих и из слабодвуупреломляющего глинистого вещества. Структура породы беспорядочная. В породе неравномерно распределен алевроитовый материал, представленный главным образом угловато-окатанными зернами кварца, пластинками слюды и хлорита. В глинистой массе рассеяны зерна карбоната неправильной формы, иногда в форме ромбоэдров. Последние замутнены от включений глинистого материала.

В рудном подтипе, имеющем ограниченное распространение; пашийские слои сложены кварцевыми песчаниками и железисто-

оолитовыми рудами (разрез Таранчиха). В разрезе Тесовая в основании пашийских слоев залегает базальный конгломерат, состоящий из валунов и угловатых обломков криноидного известняка, сцементированного зеленовато-серой ожелезненной глиной.

Вся вышележащая толща сложена глинистыми сланцами, ожелезненными глинистыми сланцами, ожелезненными аргиллитами, железистыми песчаниками и единичными прослоями железной руды, представляющими собой конгломерат из галек оолитового железняка, сцементированных окислами железа. В разрезе Поляковка пашийские слои представлены глинистыми сланцами и алевритами, участками ожелезненными.

Таблица

Химический анализ пород пашийских слоев (рудный подтип)

| № образ-ца | Местонахо-ждение | Содержание в % на воздушно-сухую породу | | | | | | Сумма |
|------------|------------------|---|--------------------------------|---------------|---------------|---------------|-------------------------|-------|
| | | Нерастворимый остаток | Fe ₂ O ₃ | FeO | CaO | MgO | Потеря при прокаливании | |
| к-14 | Тесовая, слой 47 | 12,88 | 0,490 78,52 | Не обн. | 0,007 0,44 | 0,23 0,95 | 6,91 | 99,70 |
| ш-20 | Шайтан, слой 3 | 72,40 | 0,073 11,73 | 0,020 1,35 | 0,004 0,26 | 0,002 0,09 | 14,13 | 99,56 |

Примечание. Цифры в числителе дроби — молекулярные числа, с которыми можно оперировать как с миллиграмм-эквивалентами.

В табл. 8 приводятся химические анализы железистых пород пашийских слоев из разрезов Тесовая и Шайтан.

Минералогический состав пород пашийских слоев во всех типах разреза остается более или менее постоянным. Исключение составляют лишь отдельные разрезы, в которых появляются те или другие минералы. Наибольший процент в тяжелой фракции составляют рудные минералы, представленные окислами и гидроокислами железа, ильменитом, лейкоксеном, пиритом — преимущественно окисленным, и магнетитом. Для пашийских слоев бассейна р. Чусовой преобладающими минералами являются окислы и гидроокислы железа. В Полазне, Лобаново и Чернушке в некоторых прослоях в большом количестве находится пирит (до 50, %). Из прозрачных минералов повсеместное распространение имеет циркон, содержание которого наиболее велико в разрезах Сулем, Вильва и Серебрянка. Повсеместно развиты турмалин и рутил, наибольшее количество которых приурочено к среднему течению р. Чусовой (разрез Сулем). Анатаз также распространен повсеместно, но преобладает в нижнем течении р. Чусовой (Сылвица, Б. Семеновка) и на Уфимском плато (Чернушка). Титансодержащие минералы имеют повсеместное распро-

странение, но преобладают в разрезах Сулем, Б. Семеновка и в скв. Р-1 Чернушки. Все остальные минералы тяжелой фракции имеют спорадическое развитие. Брукит в незначительном количестве присутствует в разрезах Сулем, Сылвица, Б. Семеновка и в скважинах Чернушка и Лобаново. Гранат присутствует в разрезах Сулем, Вильва, в скв. Р-3 Бураново. Сфен имеется только в разрезах Сулем и Бураново, но в очень незначительных количествах. Минералы группы эпидота присутствуют в разрезах Сулем, Серебрянка, Колчик, Вильва, Бураново и Чернушка. Апатит присутствует только в разрезе Сулем. Содержание хлорита характерно для разрезов Вильва и Сылвица. Роговая обманка присутствует в разрезах Сулем, Серебрянка и Сылвица. Цоизит присутствует только в одном разрезе — Серебрянка, а анкерит в разрезах Сулем, Чернушка и Лобаново. Большое содержание пирита характерно для скважин Чернушка, Лобаново, Полазна и сидерита — для разреза Вильва и Бураново. Монацит в очень незначительном количестве присутствует в разрезе Вильва и в Чернушке.

Легкая фракция пашийских слоев почти нацело состоит из кварца. Полевые шпаты присутствуют только в ограниченном числе разрезов и в незначительном количестве. Наибольшее количество полевых шпатов присутствует в разрезах Вильва, Сулем и Бураново.

Почти во всех разрезах в значительном количестве присутствуют обломки слюдисто-глинистых пород. Обломки слюдисто-кремнистых пород, изотропные зерна, обломки слюдисто-кварцевых пород, хлорит присутствуют в небольшом количестве образцов. Вулканическое стекло имеется только в одном образце из разреза Вильва. В разрезе Сулем присутствуют обломки ожелезненного глинистого карбоната (до 27,5%) и карбоната (7,0%).

Сопоставляя минералогический состав тяжелой фракции нижнебавлинской и ашинской свит и такатинских, чусовских и пашийских слоев, необходимо отметить, что во всех свитах и слоях в тяжелой фракции преобладают рудные минералы. В нижнебавлинской и ашинской свитах бассейна р. Чусовой, Пермского Прикамья, Удмуртии и Уфимского плато наблюдается обогащение цирконом, по сравнению с пашийскими и такатинскими слоями. В ашинской и нижнебавлинской свитах почти повсеместно присутствует гранат, отсутствующий в такатинских и чусовских слоях и присутствующий в пашийских слоях только в разрезе Сулем и в Бураново. Турмалин присутствует во всех свитах и слоях. Для пашийских слоев Чусовского района, Удмуртии и Уфимского плато характерно обогащение титансодержащими минералами по сравнению с другими свитами и слоями. В очень незначительном количестве в пашийских слоях, в нижнебавлинской и ашинской свитах присутствует сфен, который отсутствует в такатинских и чусовских слоях. Минералы группы эпидота во всех свитах развиты спорадически. Для всех свит и слоев

характерно обогащение анатазом. В пашийских слоях отсутствует барит, присутствующий в такатинских слоях и в ашинской и нижнебавлинской свитах. Для нижне- и верхнебавлинских свит Чернушки и для такатинских слоев бассейна р. Чусовой характерно обогащение сидеритом и анкеритом; анкерит и сидерит присутствуют также в пашийских слоях в Чернушке и Лобаново. Аутигенный пирит отсутствует в пашийских слоях в бассейне р. Чусовой, а также в ашинской и бавлинской свитах, но присутствует в пашийских слоях в Чернушке, в Лобаново, в Полазне и в разрезе Сулем.

При сопоставлении состава легкой фракции видно, что важнейшим отличием нижне- и верхнебавлинской и ашинской свит от такатинских, чусовских и пашийских слоев является обогащение нижне- и верхнебавлинской и ашинской свит полевыми шпатами. Для пашийских слоев характерно почти повсеместное присутствие обломков слюдисто-глинистых пород, которые присутствуют в незначительном количестве в такатинских слоях и совсем отсутствуют в более древних отложениях.

Необходимо отметить, что наибольшее разнообразие пород наблюдается в додевонских отложениях, а такатинские, чусовские и пашийские слои довольно близки по своему минералогическому составу и разновидностям пород, в них встречающихся. Такатинские слои отличаются от чусовских и пашийских отсутствием карбонатных разностей. В додевонских терригенных свитах присутствуют как кварцевые, так и полевошпато-кварцевые и полимиктовые песчаники и алевролиты, а в такатинских, чусовских и пашийских слоях песчаники в основном кварцевые, и лишь в единичных разрезах они содержат полевые шпаты.

Глава IV

ФАЦИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ДЕВОНСКОГО ПЕРИОДА

Состав и мощности девонских отложений как западного склона Среднего Урала, так и Уфимского плато, Прикамья и Удмуртии не обнаруживают резко принципиальных различий. Имеющийся материал дает возможность построения литолого-фациальных карт по отдельным горизонтам для всей этой области. Но большое расстояние между естественными выходами девонских отложений на западном склоне Урала и скважинами, вскрывшими девонские отложения в Пермском Прикамье и на Уфимском плато, а также редкая сеть буровых скважин на больших пространствах затрудняют более или менее уверенно производить предполагаемые палеогеографические реконструкции.

Для правильного понимания палеогеографической обстановки девонского периода необходимо в кратких чертах остановиться на палеогеографической обстановке, существовавшей в доэйфельскую эпоху.

Геологическая история Русской платформы и Урала в ашинское — верхнебавлинское время существенно отличается от эйфельской эпохи. По-видимому, время накопления этих осадков отвечало кембрию — нижнему девону (см. приложения, фиг. 6). В это время на восточном склоне Среднего Урала существовало море, особенностью отложений которого, по Н. А. Штрейсу [1951], было расположение меридионально простирающихся узких фациальных зон. Вдоль средней части современного восточного склона преобладали карбонатные осадки открытого моря с богатой фауной. К востоку и западу от этой неширокой полосы располагались зоны развития также морских, преимущественно вулканогенных эффузивно-туфогенных образований, очевидно, связанных с подводными извержениями и частично с размывом вулканических островов. Последние имели, вероятно, развитие в следующей к западу фациальной зоне, характеризующейся также накоплением эффузивно-осадочных пород, но имеющих небольшие мощности. Наконец, еще западнее, в водораздельной части современного Урала Н. А. Штрейс для нижнедевонской эпохи предполагает наличие суши, состоящей, по-видимому,

из вулканогенных пород и являющейся зоной интенсивной денудации.

В Нижнесергинско-Нязепетровском районе западного склона Урала работами О. Ф. Нейман-Пермяковой, А. Н. Ходалевича и других установлено распространение морских карбонатных толщ верхнего силура — нижнего девона, свидетельствующее о нормальном морском режиме осадконакопления на территории их развития. Здесь, по-видимому, существовал залив верхнесилурийского — нижнедевонского моря, внедрившийся с востока в пределы западного склона Урала. Западную границу его наметить не удастся, так как нет данных о развитии этих отложений в пределах Уфимского амфитеатра. К северо-западу, в расположенном рядом Чусовском районе, по-видимому, одновозрастными с ними отложениями являются осадки ашинской свиты.

Но проследить фациальные переходы от карбонатных толщ к терригенным не позволяет сложная тектоника района. К югу от Колво-Вишерского края и к северу от Кизела морские верхнесилурийские отложения установлены К. И. Адриановой вплоть до меридиана р. Яйвы, что свидетельствует о максимальном проникновении верхнесилурийского моря на запад в этом районе. Но нижнедевонские морские отложения там не известны, появляясь снова на западном склоне Урала лишь далеко на севере, в пределах верховьев р. Печоры.

Таким образом, краткий обзор приведенных материалов по районам Урала, прилегающим к изученной нами территории, показывает, что с юго-востока и востока Кизеловско-Чусовской район был окружен морем в верхнесилурийское и нижнедевонское время, а с северо-запада это устанавливается лишь для верхнесилурийского времени.

Сопоставляя эти отложения с ашинской свитой, развитой в Кизеловско-Чусовском районе, в которой не известны остатки морской фауны и встречены лишь очень редкие находки псилофитов (С. М. Домрачев, 1950 г.), мы считаем, что в рассматриваемое время здесь господствовал континентальный режим, присоединяясь в этом вопросе к точке зрения Д. В. Наливкина.

Необходимо отметить, что в последней работе Н. Н. Соколовой [1952], освещающей вопросы палеогеографии девонского периода описываемого района, вся область распространения ашинской свиты западного склона Среднего Урала и верхнебавлинской свиты Пермского Прикамья считается областью развития морских терригенных осадков. Доказательствами этому Н. Н. Соколова считает огромную площадь развития этих отложений, правильную слоистость, кальцитовый и баритовый цемент пород, нередкое присутствие глауконита. В то же время автор далее приходит к выводу, что вся эта территория представляла собой опресненную лагуну, осадки в которую поступали из рек.

Нам кажутся малоубедительными приведенные доказательства морского генезиса ашинской свиты, а смешение понятий

морской и лагунной обстановок осадконакопления — неправильным.

Палеогеографические представления Н. Н. Соколовой, изложенные в той же работе, не подтверждаются нашими данными и в отношении границ и рельефа областей денудации и осадконакопления. Ею предполагалось, что вдоль восточного края Русской платформы существовали горные складчатые цепи каледонского времени. Они протягивались на территории современного Уфимского плато до г. Кунгура, затем поворачивали резко на восток, огибали с юга и юго-запада районы Пермского Прикамья севернее г. Осы и уходили восточнее г. Глазова в сторону Тимана. Установление отложений ашинской и верхнебавлинской свит на Уфимском плато, в районе г. Осы и в Удмуртии в скважинах (в Пудлингах, Тастубе, Чернушке, Батуях и в Бураново Р-1), представленных обычными для этих свит тонкозернистыми породами небольшой мощности и залегающих согласно на нижнебавлинских отложениях, не дают возможности согласиться с изложенной точкой зрения. Несомненно, что областью сноса была территория, расположенная значительно западнее, и восточная ее граница проходила в Удмуртии между скв. Р-1 и Р-3 Бураново, уходя на юго-восток, западнее ст. Куеда и огибая район Татарского свода.

Эти же данные не позволяют согласиться и с мнением Н. Н. Соколовой [1952], Г. И. Теодоровича и С. Г. Саркисяна о горном рельефе расположенной на западе размывавшейся суши. Этому противоречит сравнение гранулометрического состава пород и мощностей описываемых отложений.

Преобладание тонкозернистых пород — алевролитов и аргиллитов в разрезах Чернушки, Батуев, Пудлингов и верховьев р. Чусовой, вплоть до р. Межевой Утки, и меньшая мощность их, по сравнению с более песчанистыми породами ашинской свиты северной части Чусовского и Кизеловского районов, заставляют искать для этих отложений основной источник сноса на северо-востоке, за пределами западного склона Урала и на этой суше предполагать горный рельеф.

Территория описываемого района, по-видимому, представляла собой широкую прибрежную равнину, расположенную между плоской возвышенностью Русской платформы и Уральским морем. При этом, вдоль восточного приморского края этой равнины на участке водораздельной части современного Урала существовал горный хребет каледонского возраста, имеющий в Исовском районе, по Н. А. Штрейсу [1951], меридиональное простирание и совпадающий с упоминавшейся выше нижнедевонской зоной денудации. Существенную роль в его сложении, вероятно, играли вулканические породы. Этот хребет, по-видимому, давал обломочный материал не только к востоку, в сторону моря, но и к западу, в пределы описываемого района. Только такое предположение может объяснить обогащенность пород ашинской свиты

Урала эффузивным обломочным материалом, так как допускать принос его с запада представляется совсем маловероятным, тем более что в породах верхнебавлинской свиты изученных нами разрезов Чернушки, Пудлингов и Бураново Р-1 эффузивы отсутствуют.

В то же время несомненно, что значительная часть обломочного материала, слагающего мощные толщи ашинской свиты, приносилась с Русской платформы, так что основной континент был на западе. Доказательства сноса обломочного материала в пределы прибрежной плоской равнины с запада дает и минералогический анализ, так как присутствие кеенотима и монацита в породах ашинской свиты р. Чусовой, как и для нижнебавлинской свиты, указывает на западный источник их сноса. Эти минералы поступали или в процессе размыва пород гранитного состава, или же при переотложении их из пород нижнебавлинской свиты платформы.

На территории восточной части Русской платформы до меридиана скв. Р-1 в Бураново имеют развитие осадки верхнебавлинской свиты, по своим литологическим особенностям и положению в разрезе сопоставляющиеся с ашинской свитой. Литологические различия между верхнебавлинской и нижнебавлинской свитами гораздо резче, нежели между ашинской и подстилающими ее танинской и сулемской свитами. Это указывает на то, что в пределах восточного края Русской платформы в это время происходили такие геологические процессы, которые были более характерны для Уральской геосинклинали. Это выравнивание геологической истории еще более усилилось в средне- и верхнедевонскую эпохи, но началось уже в ашинское время. Существенным различием пород нижнебавлинской свиты от пород верхнебавлинской является прежде всего полимиктовость обломочного материала, худшая сортировка, другой — (глинистый, глинисто-слюдистый, глинисто-хлоритовый) цемент, обусловивший преобладание зеленых и серых цветов, значительное ожелезнение; наблюдается также большая выдержанность разреза. Все это говорит о значительном изменении условий осадконакопления в верхнебавлинское время.

Большое содержание в песчаниках обломков пород различного состава, главным образом, осадочных и метаморфических, помимо вышеперечисленных особенностей указывает, что они образовались за счет размыва осадочных и метаморфических толщ. Отложение их шло, по-видимому, в обширных пресных, соединяющихся между собой мелких водоемах со слабыми течениями, часто меняющими направление. Дно их, благодаря малым глубинам, подверглось влиянию волнения, вызывавшего образование волноприбойных знаков. Косослоистость в песчаниках, наблюдавшаяся особенно в разрезе ашинской свиты Усть-Бедьки, указывает на большие скорости течений в районе, прилегающем к каледонскому

хребту восточного склона Урала. Слабая окатанность и слюдистость пород не позволяет допускать больших расстояний транспортировки обломочного материала.

Эйфельский век

Эйфельский ярус на изученной территории представлен осадками такатинских, вязовских, кальцеоловых и бийских слоев, яйвенской пачкой. Такатинские слои с перерывом залегают на осадках ашинской — верхнебавлинской свит.

Такатинское время

Море, в котором происходило накопление осадков, соответствующих такатинскому времени, на Среднем Урале занимало ту же территорию, что и в нижнедевонскую эпоху. Морские известняки, соответствующие такатинскому времени, известны, так же как и нижнедевонские, в Нижнесергинском районе и на восточном склоне Урала. Западный берег этого моря проходил немного западнее водораздельной линии современного Урала, а восточный уходил в Западную Сибирь. Площадь, находящаяся к востоку от современного течения р. Чусовой, в момент накопления осадков такатинских слоев являлась мобильной областью, подверженной эпейрогеническим колебаниям, с общей преобладающей тенденцией к погружению. Благодаря этому море с востока постепенно трансгрессировало на погружающуюся территорию современного бассейна р. Чусовой. Таким образом, среди осадков такатинского времени за пределами изученной территории выделяются отложения карбонатных пород, представленные светлыми рифогенными известняками и терригенными осадками, развитыми на изученной территории.

Породы такатинских слоев в пределах Краснокамско-Полазненского района являются хорошими коллекторами с довольно высокой пористостью (от 8,4 до 17,7%) и проницаемостью, достигающей до 209 *миллидарси* (по материалам Е. Н. Ларионовой). В грубозернистых песчаниках Е. Н. Ларионовой отмечается проницаемость даже до 619 *миллидарси*.

В Удмуртии и на Уфимском плато такатинские слои отсутствуют. В бассейне р. Чусовой, в Кизеловском и Пашийском районах такатинские слои метаморфизованы. По своему фациальному характеру осадки довольно однообразны. Мощности сильно изменяются от 130 м в Кизеловском районе до 5 м в среднем течении р. Чусовой.

Среди отложений такатинского времени (см. приложения, фиг. 7) с юго-востока на северо-запад выделяются три фациальных зоны:

1) зона морских рифовых известняков, представленная светлыми рифогенными герцинскими известняками (развиты за пределами изученной территории);

2) зона прибрежно-морских нерасчлененных отложений, представленная кварцевыми песчаниками, алевролитами и глинами;

3) зона континентальных нерасчлененных отложений, представленная либо кварцевыми песчаниками и алевролитами, либо песчаниками средне- и грубозернистыми.

Зона морских рифовых известняков. Герцинские известняки, составляющие эту зону, на исследуемой территории отсутствуют, и поэтому они не являлись объектом нашего изучения. По данным А. М. Ходалевича, В. Н. Крестовникова, отложения эйфельского яруса сложены светлыми массивными рифогенными известняками с многочисленной фауной, свидетельствующей об образовании их в условиях открытого мелкого моря.

Зона прибрежно-морских нерасчлененных отложений. Прибрежно-морские нерасчлененные отложения развиты на изученной территории в среднем течении р. Чусовой и в наиболее восточных разрезах Пашийского района на участке от разреза Староуткинск до разреза Шайтан.

По сравнению с отложениями других фациальных зон эти осадки имеют незначительное распространение и мощности. Отложения прибрежно-морской фациальной зоны представлены мономинеральными кварцевыми песчаниками, алевролитами и глинами.

Фауна в отложениях прибрежно-морской фациальной зоны отсутствует; флора встречена только в разрезе Сылвица.

Территория представляла низменную равнину, которая в связи с миграцией береговой линии периодически затоплялась морем. Периоды затопления были кратковременны. Во время затопления низменной равнины морем в более удаленной части морского бассейна происходило накопление глинистого материала, а вблизи береговой линии происходило накопление более крупнозернистого терригенного материала. Кроме того, алевроитовый и песчаный материал приносился и переотлагался временными потоками, которые текли по низменной равнине. В отдельных участках этой равнины (Сулем, Усть-Бедька) во время затопления морем существовала восстановительная обстановка, обусловленная, по-видимому, гниением в песках без доступа воздуха растительных остатков, которые были захоронены под более молодыми прослоями песка. Пирит, образованный в отдельных участках, подвергался переотложению, в результате чего он присутствует в осадках в рассеянном состоянии. Обломочный материал для образования песчаников и алевролитов поступал, по-видимому, в основном с запада. Переносился он быстрыми реками, не имеющими постоянных русел. Об этом свидетельствует плохая окатанность материала и наличие в тяжелой фракции только устойчивых минералов и мономинеральный состав песчаников. Обогащение полевыми шпатами прибрежно-морских отложений, по сравнению с отложениями других фациальных зон, располагающихся к западу от осадков прибрежно-морской фациальной зоны, заставляет нас предполагать, что в районе Висимо-Шайтанска во время

отложения осадков такатинских слоев существовала суша, сложенная, по-видимому, породами, содержащими большое количество полевых шпатов.

Зона континентальных нерасчлененных отложений (алевролито-песчаниковые отложения). Эти отложения имеют наибольшее распространение на изученной территории. Развита она к западу, северу и югу от зоны развития осадков прибрежно-морской фациальной зоны.

Отложения континентальной фациальной зоны представлены кварцевыми алевролитами и песчаниками, чередующимися между собой. В Кизеловском районе преобладают более крупнозернистые разности, чем на остальной площади. Форма зерен и обломков угловатая и угловато-окатанная. Так же как для тяжелой фракции осадков, слагающих прибрежно-морскую фациальную зону, для алевролито-песчаниковых отложений характерны устойчивые минералы — циркон, рутил, турмалин, титансодержащие, анатаз. В легкой фракции присутствует кварц и в количестве нескольких процентов полевые шпаты. Фауна в такатинских слоях отсутствует. Судя по характеру пород, слагающих эту территорию, осадконакопление происходило в условиях прибрежной равнины. На прибрежной равнине существовали многочисленные временные потоки и блуждающие реки. Они переносили, переотлагали и слегка окатывали кластический материал, входящий в состав песчаников и алевролитов. Скорости течения потоков и рек были довольно велики, русла прямые, о чем свидетельствует преобладание в такатинских слоях средне- и грубозернистых разностей песчаников и присутствие в незначительном количестве тонкозернистых разностей.

О большом расстоянии от источника сноса до места отложения свидетельствует мономинеральность пород такатинских слоев, представленных чистыми кварцевыми песчаниками. Кроме того, присутствие в тяжелой фракции только устойчивых минералов также свидетельствует об удаленности питающей провинции. Легко разрушающиеся минералы не могли сохраниться при длительном переносе. При переносе временными потоками и блуждающими реками обломочный материал претерпел неоднократное переотложение.

На западе, непосредственно примыкая к площади развития такатинских слоев, располагалась суша, сложенная осадками нижне- и верхнебавлинской свит (район Бураново, Варзи-Ятчей — Р-7, Голышурмы). В такатинское время на западе также существовал громадный выступ фундамента — Волго-Камский, восточный край которого был вскрыт скважинами в районе Пычаса и Варзи-Ятчей, т. е. уже на рассматриваемой нами территории.

Породы фундамента, слагающие этот выступ, представлены ортоклазово-биотитовыми гранито-гнейсами. Эти породы, наряду с породами нижне- и верхнебавлинской свит, при своем разруше-

нии дали материал для образования кварцевых мономинеральных песчаников и алевролитов такатинских слоев.

Вторая, довольно крупная возвышенность — Красноуфимская, существовавшая в такатинское время, располагалась на юге исследованной территории в области современного Уфимского плато и соединялась с Волго-Камским выступом. Ее поверхность была сложена полимиктовыми породами верхнебавлинской — ашинской свит. При размыве и неоднократном переотложении этих пород также могли образоваться мономинеральные кварцевые песчаники такатинских слоев. Следовательно, для такатинских слоев можно предполагать наличие одной питающей провинции, расположенной в области Красноуфимской возвышенности и Волго-Камского выступа.

Нами предполагается наличие кроме этих источников сноса, расположенных на западе и юге, двух местных источников сноса, один из которых располагался в районе верхнего течения р. Межевой Утки у поселка Висим и был очень небольшим по размерам, а второй протягивался в виде вытянутой полосы вдоль восточной границы Кизеловско-Пашийского района [Н. А. Штрейс, 1951].

Эти поднятия были сложены либо породами силура и нижнего девона, либо метаморфическими породами. Как те, так и другие содержали в своем составе много полевых шпатов, кварца, а также обломков кислых пород, при разложении которых выделялся монацит, присутствующий в тяжелой фракции такатинских слоев в разрезе р. Косьвы. Присутствие монацита свидетельствует об обязательном наличии кислых пород среди этих отложений.

Существование источников сноса на востоке подтверждается также нашими исследованиями. Наличие полевых шпатов в легкой фракции такатинских слоев западного склона Урала в таком же количестве, как и в такатинских слоях Пермского Прикамья, является доказательством того, что полевые шпаты не поступали на западный склон Урала с запада, так как при переносе их количество сильно уменьшилось бы. Кроме того, в отдельных разрезах в отложениях прибрежно-морской фации (Сулем) количество полевых шпатов достигает 10%, чего не наблюдалось ни в одном разрезе Прикамья. В Кизеловском районе наблюдалось обогащение крупнозернистым и среднезернистым песчаным материалом, в то время как в более западных разрезах (Лобаново) обломочный материал более тонкозернистый.

Все эти факты подтверждают существование двух указанных выше местных источников сноса.

Зона континентальных нерасчлененных отложений (песчаные отложения). На исследуемой территории существует две разновидности нерасчлененных континентальных отложений, отличные по своему облику. Одна из них — алевролитопесчаниковая разновидность — была описана выше.

Зона континентальных отложений, представленная средне- и грубозернистыми песчаниками, имеет на изученной территории

незначительное распространение. Отложения ее развиты в Краснокамско-Северокамском районе, к западу от зоны континентальных отложений, представленных алевролитами и песчаниками. Развитие грубозернистых отложений вблизи основного источника сноса является вполне закономерным.

Отложения континентальной зоны в Краснокамско-Северокамском районе представлены светлыми разнозернистыми, в основном грубозернистыми, косослоистыми кварцевыми песчаниками, которым подчинены гравелиты, мелкогалечные конгломераты с кварцевой галькой, глины, алевролиты и прослойки, преимущественно в нижней части, бурого железняка. Песчаники кварцевые, для них характерна неотсортированность обломочного материала и плохая его окатанность. Зерна в основном неокатанные, угловатые, реже округло-угловатые.

В тяжелой фракции присутствуют рудные минералы и минералы из группы устойчивых — турмалин, анатаз, гранат. Полевые шпаты в легкой фракции или отсутствуют, или не превышают 3%. Фауны и флоры в этих отложениях не встречено.

На основании вышеприведенных данных, можно сказать, что эти песчаники отлагались в континентальных условиях, при быстром сносе временными потоками продуктов размыва, неотсортированных и неокатанных.

Ко времени накопления грубозернистых осадков на западе, вблизи этого района произошло поднятие суши, которая интенсивно размывалась. Продукты размыва переносились на незначительное расстояние, о чем свидетельствует их неокатанность, неотсортированность и грубозернистость. Содержание полевых шпатов в размывающихся породах было, по-видимому, незначительным.

Анализ мощностей. На исследуемой территории наблюдаются два района увеличенных мощностей. Один из них располагался в районе Краснокамско-Полазненского вала, а второй в Кизеловско-Пашийском районе. Зона минимальных мощностей располагается в среднем течении р. Чусовой на участке р. Сулем — поселок Кузье-Александровское. Все изменения мощностей находятся в прямой связи с условиями осадконакопления и с древними тектоническими движениями. Большие мощности в районе Краснокамско-Полазненской антиклинали от 60 до 70 м хорошо увязываются с литологическими особенностями осадков такатинских слоев, развитых в этом районе. Характер осадков свидетельствует о близости этого участка к источнику сноса, благодаря чему здесь наблюдаются и наибольшие мощности.

Второй максимум мощностей от 70 до 130 м наблюдался в Кизеловско-Пашийском районе. Здесь также среди отложений такатинских слоев имеются прослойки гравелитов и грубозернистых песчаников, что говорит о наличии вблизи этого района на востоке, вероятно в пределах водораздельной части Урала, древнего поднятия, наличие которого подтверждается данными

Н. А. Штрейса [1951]. Минимальные мощности от 10 до 40 м развиты там, где накопление осадков происходило преимущественно в прибрежной зоне при миграции береговой линии. Влияние Висимского острова на увеличение мощности такатинских слоев не чувствуется, что, вероятно, связано с незначительными его размерами.

В целом на изученной территории и за ее пределами наблюдаются несколько участков, которые в такатинское время были приподняты по сравнению со всей остальной территорией. Это Волжско-Камский выступ, Красноуфимская возвышенность, Висимский остров и возвышенность на восточном склоне Урала, которые размывались неодинаково. Это объясняется, по-видимому, различной интенсивностью древних тектонических движений. При большей амплитуде поднятий и опусканий размыв приподнятых участков шел более быстро и происходило накопление более грубозернистых осадков большей мощности. Примером является Краснокамско-Полазненский район, где наблюдается наибольшая грубозернистость пород при сравнении с такатинскими слоями остальной территории; это заставляет предполагать, что прилегающая с запада к району суша в такатинское время имела весьма расчлененный рельеф и испытывала более значительные по амплитуде поднятия и опускания, чем в верхнебавлинское время.

Вязовское время

В вязовское время (см. приложения, фиг. 8) западная граница моря по сравнению с такатинским (см. приложения, фиг. 7) продвинулась на запад, но море занимало еще незначительную территорию, не выходящую за пределы современной границы Предуральяского прогиба. Береговая линия проходила лишь несколько западнее Губахи и Ачита. Наиболее глубокое открытое море существовало на востоке. В соответствии с этим вязовские слои имеют здесь карбонатный и глинисто-карбонатный состав.

Отложения вязовских слоев довольно разнообразны по своим фаціальным особенностям и изменению мощностей. Как коллекторы они интереса не представляют. Присутствие в них фауны остракод, брахиопод, трилобитов и кораллов свидетельствует об их морском происхождении.

На площади развития вязовских слоев выделяются три фаціальных зоны:

- 1) морских нерасчлененных карбонатных отложений, представленных серыми и темно-серыми известняками и доломитами;
- 2) морских мелководных глинисто-карбонатных отложений, представленных известняками, мергелями и глинами;
- 3) морских мелководных глинистых отложений, представленных глинистыми осадками широковской пачки.

Зона морских нерасчлененных карбонатных отложений. Эти отложения развиты в самой восточной части изученной территории в бассейне р. Чусовой от поселка Староуткинска до меридиана разреза Рассольная. По сравнению с другими фаціальными зонами эти отложения имеют наибольшее распространение. Они представлены чередованием серых и темно-серых массивных известняков и доломитов; в отдельных участках в них наблюдается окремнение и битуминизация. В известняках содержится многочисленная фауна остракод и иногда встречаются кораллы. Известняки и доломиты тонко- и мелкозернистые и являются осадками химического происхождения. Органогенных и обломочных пород, за исключением редких прослоев, переполненных раковинами остракод, в них не наблюдалось.

Преобладание в составе фауны остракод и большое количество доломитов первичного происхождения, характерных для описываемой зоны, заставляет предполагать своеобразную обстановку вязовского моря, отклоняющуюся от нормальной. По-видимому, в бассейне не сразу установился нормальный солевой состав вод, характерный для последующих отрезков эйфельского времени. В ходе эйфельской трансгрессии на сушу, сменившей обстановку прибрежно-морских и континентальных условий осадконакопления такатинских слоев, вязовское море, возможно, было опресненным в связи с близостью суши на западе.

Содержание в вязовских слоях незначительных количеств битуминозного вещества является доказательством того, что на морском дне существовали благоприятные условия для накопления органического вещества. По-видимому, в бассейне отсутствовало сильное движение воды, обусловившее восстановительную среду.

Переход от морских, нерасчлененных отложений к глинисто-карбонатным мелководным осадкам вполне постепенный и происходил по мере приближения к береговой линии.

Зона морских мелководных отложений (глинисто-карбонатные отложения). Глинисто-карбонатные отложения развиты в Пашийском районе и в северной части Чусовского района (Сылвица), занимая меньшую площадь, чем карбонатные отложения. Эта полоса протянута предположительно и к югу от разреза Сылвица на основании общей закономерности, наблюдающейся в виде последовательной смены морских фаціальных зон с востока на запад более прибрежными. Условия осадконакопления для них близки к существовавшим во время отложения осадков предыдущей зоны, но появление значительного количества глинистого материала указывает на большую близость берега и мелководность бассейна. В них отмечается более разнообразная фауна трилобитов, брахиопод и кораллов.

Зона морских мелководных отложений (глинистые отложения). Глинистые осадки широковской пачки установлены только в Кизеловском районе. На юг, до широты р. Бисерть, они протяги-

ваются на основании установленной закономерной связи смены морских осадков, удаленных от берега (карбонатных и глинисто-карбонатных), более прибрежными.

Накопление глинистых осадков происходило непосредственно вблизи береговой линии при скоплении большого количества тонкоотмученного глинистого материала, который выносился реками и временными потоками в море, а также накапливался в результате абразии берегов и действия морских течений. Физико-химические условия среды были такие же, как и при отложениях карбонатных и глинисто-карбонатных осадков, но в отдельных участках существовало сероводородное заражение, о чем свидетельствует присутствие пирита в отдельных прослоях. В течение вязовского времени на западе существовал континент, берег которого проходил от Половинки, восточнее Краснокамско-Полазненского поднятия и далее на юго-восток, огибая Уфимское плато.

Вязовские слои отсутствуют в окрестностях Зыковского рудника. Нами фиксируется отсутствие осадков почти всего эйфельского яруса в разрезе Б. Семеновка у г. Чусового; предполагается, что они, возможно, и отлагались, но были уничтожены предпашийским размывом.

Такая же картина представляется нам и к западу от г. Чусового, где оставлена на карте белая полоса. На востоке суша, существовавшая в такатинское время, в вязовское время не устанавливается.

Анализ мощностей вязовских слоев подтверждает правильность сделанных фациальных построений. Наблюдается закономерное уменьшение мощностей с востока на запад, по направлению к береговой линии.

Максимальные мощности (от 30 до 80 м) вязовских слоев приурочены к областям развития карбонатных и глинисто-карбонатных осадков, т. е. к отложениям, образовавшимся в удаленной от берега части моря, где происходило более быстрое опускание дна.

Минимальные мощности (10—20 м) связаны с глинистыми осадками, накопление которых происходило вблизи береговой линии при более медленном опускании дна моря.

Яйвенское и кальцеоловое время]

В яйвенское и кальцеоловое время (см. приложения, фиг. 9) море продолжает трансгрессировать на запад, покрывая все большую территорию. Его западная граница располагалась западнее линии Ижевск — Верецагино. Наиболее глубокая часть моря располагалась на юго-востоке изученной территории. По направлению к западу и северо-западу происходило постепенное обмеление бассейна. По своему фациальному характеру отложения яйвенских и кальцеоловых слоев являются довольно разнообраз-

ными при общем более мелководном характере, нежели вязовские карбонатные фации. В кальцеоловое время в морском бассейне, по сравнению с вязовским временем начался расцвет органической жизни, выразившийся в наличии большего разнообразия фауны — кораллов, брахиопод, криноидей, трилобитов, пелеципод и остракод.

К концу отложения осадков вязовских слоев территория западного склона Среднего Урала к северу от р. Межевая Утка испытывала некоторое поднятие. Наибольшее поднятие произошло в крайней северо-западной части описываемого района Среднего Урала на участках у разреза Половинка и в Пермском Прикамье, где появление характерной яйвенской пачки, состоящей из оолитовых железисто-шамозитовых пород, доломитов и глин, является прямым признаком прохождения здесь береговой линии и наличия перерыва в осадконакоплении. Это обстоятельство вполне объясняет выпадение из разреза в этих районах вязовских слоев и их аналогов, времени отложения которых здесь отвечал перерыв в осадконакоплении. Эта береговая линия не совпадала с берегом вязовского моря, отступая особенно далеко на запад в пределы платформы в Прикамье, вплоть до Голышурмы и Бураново.

В яйвенское и кальцеоловое время на изученной территории и на границе с ней продолжали существовать Волго-Камский выступ фундамента и Красноуфимская возвышенность. В районе г. Чусового и в разрезе Сылвица нами фиксируется отсутствие этих отложений, которые были уничтожены позднейшим (предпашийским) размывом.

В яйвенское и кальцеоловое время на изученной территории выделяются следующие фациальные зоны в направлении с юго-востока на северо-запад:

- 1) морских нерасчлененных карбонатных отложений;
- 2) морских мелководных глинисто-карбонатных отложений;
- 3) морских мелководных карбонатно-глинистых отложений;
- 4) морских мелководных песчано-карбонатных отложений;
- 5) морских мелководных карбонатно-песчаных отложений;
- 6) прибрежно-морских песчано-глинистых отложений.

Зона морских нерасчлененных карбонатных отложений. Отложения этой зоны развиты в верхнем течении р. Чусовой на участке разрез Перескачки — разрез Б. Свадебная (к востоку от него). Представлены они серыми и темно-серыми массивными известняками и доломитами, которые по положению в стратиграфическом разрезе рассматриваются нами как нижняя часть бийских слоев. Фауна в этих отложениях встречена в небольшом количестве.

Эти осадки накапливались в наиболее углубленной и удаленной от берега части моря, где отсутствуют терригенные осадки. Они характеризуются наличием чисто карбонатных образований, без примеси пелитового материала, обедненной фауной, условия

жизни для которой были менее благоприятны (большая глубина, удаленность от берега).

Зона морских мелководных глинисто-карбонатных отложений. Эти отложения развиты непосредственно к северо-западу и западу от вышеописанных отложений на территории от меридиана разреза Баронская до меридиана г. Пермь. Они имеют наибольшее распространение на изученной территории. Мелководные глинисто-карбонатные отложения представлены переслаиванием мергелей и глинистых известняков. В них содержится обильная фауна, типичная для кальцеоловых слоев.

Накопление этих осадков происходило на незначительном расстоянии от берега. Глинистые осадки имеют большое распространение в этой зоне. Вероятно, они были принесены в море реками, текущими по пенепленизированной поверхности. Течение рек было спокойным, чем объясняется преобладание тонкоотмученного материала. Температура воды была высокой, так как при низкой температуре происходило бы усиленное растворение солей кальция.

Переход в отложения соседней фациальной зоны постепенный.

Зона морских мелководных карбонатно-глинистых отложений. На карте яйвенского и кальцеолового времени зоны морских мелководных карбонатно-глинистых отложений, морских мелководных песчано-карбонатных отложений, морских мелководных карбонатно-песчаных отложений нами отдельно не выделены, так как накопление осадков, слагающих их, происходило примерно в одинаковых условиях; отдельное описание их в тексте объясняется различием их петрографического состава и развитием в различных районах.

Морские мелководные карбонатно-глинистые отложения развиты на незначительной площади изученной территории — в Кизеловском районе, в разрезе Половинка. Представлены они алевролитовыми сидеритами, железистыми оолитовыми доломитами, сидеритизированными глинами, глинистыми сланцами, мергелями. Присутствие кораллов в кальцеоловых слоях говорит о несомненном образовании их в морском бассейне. Наличие железистых оолитовых пород свидетельствует о том, что образование этих отложений происходило в зоне, где вода находилась в движении. Присутствие сидеритов и доломитов является доказательством того, что осадконакопление в яйвенское и кальцеоловое время происходило, вероятно, в бассейне с повышенной соленостью. Переход к отложениям соседней зоны нами не наблюдался.

Зона морских мелководных песчано-карбонатных отложений. Эти отложения развиты непосредственно к юго-западу от отложений вышеописанной зоны на площади Краснокамско-Полазненской антиклинали. Они имеют неширокое развитие, присутствуя в скв. Р-7 у д. Залесной. Представлены они песчанистыми доломитами с прослоями доломитизированных песчаников, иногда

в основании с прослойками бурого оолитового известняка. К югу эти отложения сменяются чисто карбонатными осадками кальцеолового времени. В песчано-доломитовой пачке встречена фауна криноидей, обломки брахиопод и мелкочаеистых фавозитов.

Как видно из вышеприведенных данных, накопление осадков в яйвенское и кальцеоловое время происходило в морском бассейне. В Краснокамско-Полазненском районе осадконакопление шло в условиях мелководья, вблизи береговой линии, где наблюдалось усиленное движение воды. Концентрация солей магния была повышенной, чем объясняется накопление доломитовых осадков. О близости береговой линии свидетельствует обогащение песчаным материалом. Образование оолитов происходило, по-видимому, вблизи зоны прибоя. К югу от Краснокамско-Полазненского района в яйвенское и кальцеоловое время произошло незначительное опускание дна бассейна, о чем свидетельствует накопление там в это время карбонатных осадков, представленных известняками, и отсутствие в них терригенного материала песчаной размерности.

Зона морских мелководных карбонатно-песчаных отложений. Отложения этой зоны развиты в районе Варзи-Ятчей и на значительной территории к северу от этого района. Эти отложения представлены толщей переслаивающихся кварцевых алевролитов, известняков и в подчиненном количестве кварцевых песчаников. По сравнению с карбонатными осадками эти отложения образовались в более приподнятой части морского бассейна при поступлении с суши терригенного материала.

В известняках встречены редкие обломки фауны брахиопод. Близость этого участка к береговой линии подтверждается присутствием в этих отложениях терригенного материала. Снос этого материала шел, по-видимому, с запада, где в это время находился Волжско-Камский выступ фундамента, и юго-запада и юга, где находилась Красноуфимская возвышенность. Волжско-Камский выступ уменьшился в размерах и на изученной территории не выделяется.

Перехода к отложениям соседней зоны наблюдать не удалось.

Зона прибрежно-морских песчано-глинистых дельтовых отложений. Эти отложения развиты несколько восточнее Ижевска в районе Бураново и западнее Ижевска в районе Пычаса. Развитие аналогичных отложений предполагается и к северо-востоку от этой территории. Зона развития песчано-глинистых отложений неширока. К северо-востоку от Бураново — Пычаса отложения этой фациальной зоны выделяются на основании закономерной смены типично морских отложений более прибрежными (с востока на запад).

Отложения яйвенского и кальцеолового времени в районе Бураново — Пычаса представлены песчано-глинистыми отложениями — аргиллитами, песчаниками и алевролитами. Накопление этих осадков происходило в прибрежно-морских условиях; неши-

рокую полосу, примыкающую непосредственно к морю, прорезали реки со спокойным течением. В дельтовой части их происходило накопление тонкого глинистого материала. Реками приносился также более крупнозернистый материал с суши, расположенной на западе. Породы, слагающие сушу, содержали в своем составе большое количество кварца, что подтверждается мономинеральным составом песчаников.

Мощность осадков яйвенского и кальцеолового времени известна лишь в нескольких пунктах. Поэтому анализировать мощности и увязывать их с фациями не представляется возможным. Можно только указать, что увеличение мощностей наблюдается в направлении с востока на запад, т. е. от моря к суше. Такой факт можно объяснить либо приносом значительного количества материала с запада, где располагались источники сноса, либо неравномерным прогибанием отдельных участков бассейна.

Более правильным кажется нам предполагать, что при разрушении пород, ее слагающих, шел усиленный снос материала на восток, чем и объясняется большая мощность осадков в Удмуртии.

Бийское время

В бийское время (см. приложения, фиг. 10), по сравнению с яйвенским и кальцеоловым, происходит довольно интенсивное опускание дна моря, отступление береговой линии к западу. Открытое море, покрывая территорию западного склона Среднего Урала, внедряется в виде широкого залива в пределы Пермского Прикамья. К юго-западу и западу от этого залива вдоль р. Камы на карте выделяется зона позднейшего предчусовского (?) размыва, на площади которой, возможно, существовали бийские карбонатные осадки, уничтоженные этим размывом. Такое предположение нами высказывается на основании того, что в этой зоне, по имеющимся данным (см. главу «Стратиграфия»), на отложениях яйвенской пачки и кальцеоловых слоев залегают осадки живетского яруса и, по-видимому, из разреза выпадают аналоги бийских слоев, а из разреза живетского яруса — афонинские слои.

Береговая линия моря на западе проходила западнее линии Пычас — Ижевск — Вережагино. Северная часть Уфимского плато, как и в течение всей среднедевонской эпохи, представляла собой сушу.

Глубина бийского моря и режим осадконакопления были почти везде одинаковыми, так как отлагались однообразные карбонатные осадки. В породах бийских слоев содержится незначительное количество органического вещества, издающего при расколе пород характерный запах битума. На изученной территории они представлены чередованием серых и темно-серых известняков и доломитов органогенно-обломочной структуры (преобладают известняки), иногда с богатой фауной.

Бийские слои в фациальном отношении очень однообразны, в связи с чем на изученной территории выделяется только одна фациальная разновидность — морские карбонатные нерасчлененные отложения.

Морские карбонатные нерасчлененные отложения. Бийские слои сложены темно-серыми и серыми толстослоистыми и массивными, иногда органогенно-обломочными известняками, реже доломитами с подчиненными прослоями глинисто-карбонатных пород. Породы бийских слоев часто имеют битуминозный запах; среди известняков выделяются амфиоровые, строматопоровые, брахиоподовые и криноидные разновидности. Известняки и доломиты тонко- и мелкозернистые. Фауна в бийских слоях довольно многочисленна; встречаются строматопоры, криноидеи, амфиоры, табуляты, брахиоподы. Криноидеи часто являются пороодообразующими.

Многочисленность фауны и ее состав показывают, что эти слои образовались в открытом неглубоком теплом море. Об этом свидетельствует пышный расцвет фауны кораллов, которые не могли существовать в холодной воде, и мощность толщ карбонатных отложений, способных накопиться только в теплой воде.

Битуминозность бийских известняков указывает на наличие восстановительных условий в карбонатных илах, накопившихся на морском дне и, по-видимому, на отсутствие влияния волнений на эти илы в придонной части бассейна, что способствовало образованию в них углеводородов.

В бийское время продолжала существовать в прежнем объеме Красноуфимская возвышенность, сложенная породами бавлинской свиты. Кроме зоны позднейшего (предчусовского) размыва, в Прикамье и в пределах западного склона Урала существовали участки предпашийского размыва, на которых отсутствуют бийские слои (район г. Чусового, разрезы Сылвица и Поляковка).

Мощности закономерно изменяются при продвижении с востока на запад — уменьшаются в западном направлении, т. е. при удалении от зоны открытого моря к берегу. Максимальные мощности приурочены к осадкам наиболее углубленных участков открытого моря, которые располагались в среднем течении р. Чусовой. Мощность их в этих районах изменяется от 120 до 60 м. Такие большие мощности объясняются, по-видимому, усиленным прогибанием этой площади по сравнению с остальной территорией. В Кизеловско-Пашийском районе мощности бийских слоев сокращаются до 40—60 м в полных разрезах. К западу мощности уменьшаются, достигая 20—40 м в Краснокамско-Полазненском районе, т. е. при приближении к береговой линии; здесь возможно искажение истинной картины изменения мощностей за счет предчусовского размыва верхней части разреза.

Живетский век

Афонинское время

Живетский век начинается с накопления осадков афонинских слоев, развитых лишь на Урале (см. приложения, фиг. 6). Как мы указывали, на платформе и в пределах Пермского Прикамья выделяются нерасчлененные отложения живетского яруса. Эти отложения по сходству петрографического состава (наличию терригенных толщ) нами рассматриваются как аналоги чусовских и чеславских слоев, а для афонинского времени на этой территории признается перерыв в осадконакоплении. Исходя из сказанного, мы считаем, что в афонинское время площадь, занятая морем, сильно сокращается по сравнению с бийским временем (см. приложения, фиг. 11). Западная граница моря, по-видимому, не выходила за пределы современного Предуральяского прогиба.

Точное проведение этой береговой линии невозможно. Следует лишь отметить, что дальше всего на запад афонинские слои прослежены в Кизеловском районе и несколько меньше — в Чусовском. В промежутке между этими районами — в Пашийском и северной части Чусовского — выделяется зона позднейшего размыва, внедряющаяся далеко на восток и не позволяющая судить о накоплении здесь афонинских слоев.

Косвенным признаком близости береговой линии афонинского моря к границе современного Урала является увеличение глинистости осадков в более западной фациальной зоне, о чем подробнее будет сказано ниже.

Наиболее углубленная часть бассейна располагалась в самой восточной части изученной территории и занимала довольно незначительную площадь. В западном направлении наблюдается обмеление морского бассейна. Афонинские слои по своему составу и условиям осадконакопления аналогичны отложениям доманиковых слоев и представлены тонким переслаиванием карбонатных, глинисто-карбонатных и кремнистых пород.

Фациальный характер афонинских слоев довольно однообразный. Породы содержат значительное количество битуминозного органического вещества, но сильно метаморфизованного. Фауна в них обильная, но своеобразная. Среди отложений афонинских слоев можно выделить осадки двух фациальных зон — морских относительно глубоководных карбонатных отложений и морских относительно глубоководных глинисто-карбонатных отложений. На карте фаций мы их выделяем отдельно, как две обособленные фации (см. приложения, фиг. 11).

Зона морских относительно глубоководных карбонатных отложений. Отложения этой зоны имеют неширокое распространение и изучены нами в бассейне р. Чусовой. В восточных частях Пашийского и Кизеловского районов они выделяются по аналогии с разрезами Чусовского района. Они представлены переслаиванием серых и темно-серых мелкозерни-

стых известняков, часто глинистых, птероподовых известняков, горючих и глинистых сланцев, доломитов и доломитизированных известняков. Среди этих отложений встречены редкие прослои органогенно-обломочных известняков, глин и кремней. Все породы, слагающие афонинские слои, битуминозны. В них встречена фауна брахиопод, пелеципод, птеропод и гониатитов. Судя по характеристике пород, слагающих афонинские слои, накопление карбонатных осадков в афонинское время происходило в углубленной части шельфа. Присутствие в этих осадках большого количества органического вещества является доказательством того, что осадконакопление происходило в восстановительных условиях. Накопление значительных количеств органического вещества могло происходить только в условиях застойного режима, при отсутствии движений воды. Поэтому вполне естественно полагать, что в рельефе морского дна в афонинское время существовали углубленные участки, в которых осаждались глинистые частицы и органический ил. В углублениях вследствие отсутствия течений и смены воды существовал застойный режим, при котором происходила массовая гибель планктона. В результате гибели их скапливалось большое количество органического вещества, сохранению которого способствовали глинистые осадки, отлагавшиеся в этих участках.

В афонинское время в море жило большое количество пелеципод. По мнению Д. В. Наливкина, пелециподы могли жить, только прикрепляясь к водорослям. Следовательно, в афонинском море должно было произрастать большое количество водорослей, благодаря которым движение воды было затруднено, что способствовало созданию застойного режима. Присутствие доломитов среди осадков афонинских слоев свидетельствует либо о том, что море было теплым, так как при низкой температуре не могло происходить осаждение доломитовых илов, либо в отдельные отрезки времени в бассейне резко увеличивалась концентрация солей магния.

Зона морских относительно глубоководных глинисто-карбонатных отложений. Отложения этой фацциальной зоны имеют более широкое распространение, чем отложения зоны морских относительно глубоководных карбонатных отложений. Нами присутствие этих отложений установлено в Кизеловском и Пашийском районах. На неизученной территории к западу от бассейна р. Чусовой они выделяются на основании того, что в Чусовском районе развиты карбонатные отложения, являющиеся относительно глубоководными осадками, которые при приближении к береговой линии к западу должны смениться более мелководными отложениями.

Глинисто-карбонатные осадки представлены глинистыми сланцами, глинистыми битуминозными известняками, битуминозными известково-глинистыми сланцами. В подчиненном количестве присутствуют доломиты и светлые известняки. Фауна, встречен-

ная в глинисто-карбонатных отложениях, по составу аналогична фауне, найденной в карбонатных отложениях, но менее распространены птероподы и почти не встречаются гониатиты. Как видно из характеристики глинисто-карбонатных осадков афонинских слоев, условия их накопления были близки с условиями зоны, описанной выше. Различие заключается лишь в том, что глинисто-карбонатные отложения описываемой зоны, обогащенные глинистым материалом, образовались в участках более близких к берегу, но относительно глубоководных. Глинистый материал поступал с суши, расположенной на западе: Перенос этого материала производился течениями.

В афонинское время на юге существовала Красноуфимская возвышенность. Отсутствие осадков афонинского времени фиксируется нами на территории Кыновско-Пашийского района, Пермского Прикамья и Удмуртии.

На территории Кыновско-Пашийского района и на запад от нее (немного восточнее долготы г. Перми) нами предполагается присутствие афонинского моря, в котором происходило накопление осадков. Впоследствии эти осадки были уничтожены позднейшим размывом. Предполагать наличие суши на этой площади в афонинское время маловероятно, так как трудно представить, что относительно глубоководные глинисто-карбонатные отложения образовались непосредственно на границе с сушей. Территория же Пермского Прикамья и Удмуртии в это время была, вероятно, сушей, что необходимо допустить, если проводить береговую линию афонинского моря близ западного склона Урала, исходя из изложенного выше анализа фаций афонинских слоев.

Мощности афонинских слоев закономерно изменяются с востока на запад. На изученной территории наблюдается два максимума мощностей — в районе верхнего течения р. Чусовой (Сулем, Усть-Утка) и в восточной части Кизеловского района. Мощности на этих участках изменяются от 20 до 50 м. К западу от них мощности уменьшаются и колеблются в пределах от 10 до 20 м.

Как видно из анализа мощностей, максимальные мощности наблюдаются на участках, наиболее удаленных от берега, а минимальные — ближе к берегу, что, вероятно, связано с различиями в амплитуде прогиба морского дна этих участков.

Чусовское и чеславское время

Перед отложением осадков чусовских и чеславских слоев произошла кратковременная регрессия афонинского моря на восток из-за быстрого поднятия всей территории.

Она сменилась новой трансгрессивной фазой, благодаря которой море постепенно начало наступать в западном и северо-западном направлениях, достигнув к концу живетского века тех же пределов, что и в афонинское время (см. приложения, фиг. 12).

Проведение западной границы моря затрудняется вследствие необходимости выделения на карте зоны позднейшего предпашийского размыва, расположенной между Пермским Прикамьем на западе и Пашийско-Чусовским районом на востоке. На этой площади в разрезах Сыльвица и других пашийские слои залегают непосредственно на верхнеэфельских, вследствие чего история живецкого времени остается невыясненной. Граница моря проходила где-то в пределах этой зоны. Западнее, в пределах Прикамья и Удмуртии, выделяются осадки прибрежной зоны, граница развития которых проходит западнее Ижевска. К югу от зоны позднейшего предпашийского размыва в северной части современного Уфимского плато продолжает существовать суша в тех же размерах, что и в нижнеживецкое время.

Наиболее глубоководный участок чусовского и чеславского моря располагался в юго-восточной части изученной территории. Отложения чусовских и чеславских слоев представлены кварцевыми песчаниками и алевролитами, известняками и глинами. Фациальный характер чусовских и чеславских слоев в вертикальном направлении довольно однообразный — наблюдается смена мелководных осадков более глубоководными. Песчаники чусовских слоев по своему составу и отсортированности могут представлять интерес как коллекторы, но в изученных разрезах они представлены плотными разностями в связи с процессами динамометаморфизма.

На изученной территории выделяются следующие фациальные зоны:

- 1) морских нерасчлененных глинисто-карбонатных отложений,
- 2) морских мелководных отложений, представленных переслаиванием известняков, глин и песчаников;
- 3) морских мелководных отложений зоны архипелага, представленных внизу песчаниками, оолитовыми, бокситовыми породами и вверху — карбонатно-глинистыми осадками;
- 4) прибрежных нерасчлененных отложений, представленных песчаниками, глинами и алевролитами.

Зона морских нерасчлененных глинисто-карбонатных отложений. Отложения этой зоны развиты на небольшой площади в юго-восточной части изученной территории, в разрезе Староуткинск и к востоку от него. Они представлены переслаиванием известняков, глин и очень небольшого количества песчаников. Известняки серые, светло-серые, мелко- и тонкозернистые, глинистые, с члениками криноидей, фауной брахиопод и редкими конкреционными железистыми образованиями. Глинистые сланцы различных оттенков, микрослоистые. Песчаники и алевролиты — серые и темно-серые кварцевые. Накопление этих осадков происходило в условиях открытого неглубокого теплого моря. Об этом свидетельствует значительная мощность известняков, являю-

щихся осадками органогенного происхождения и содержащих большой комплекс фауны.

Значительное количество глинистого материала в составе отложений этой фациальной зоны объясняется, по-видимому, наличием в бассейне донных течений, которые приносили тонко-отмученный материал либо с суши, располагающейся на западе, либо с островов, которые существовали вблизи. Некоторые разности известняков чешских слоев имеют битуминозный запах. Обогащение их органическим материалом происходило, вероятно, во время осадконакопления, когда во время накопления нижней части карбонатных отложений существовали восстановительные условия, при которых происходил процесс гниения планктонных и мелких бентонных форм.

Зона морских мелководных отложений. Отложения этой зоны имеют более широкое площадное распространение по сравнению с глинисто-карбонатными отложениями и развиты к западу от них. Разрез Перескачки также является характерным разрезом для зоны мелководных осадков, а не для зоны нерасчлененных морских отложений. Границу между зонами надо проводить восточнее разрезом Перескачки и Новоуткино, а последние относить к зоне морских мелководных отложений. Эти отложения представлены известняками, глинами и песчаниками. Известняки и глинистые породы по своему петрографическому составу и составу фауны, в них содержащейся, аналогичны известнякам и глинистым породам вышеописанной фациальной зоны. Следовательно, гидрохимические условия среды при их накоплении были близкими. В составе мелководных песчано-карбонатно-глинистых отложений присутствует песчаный материал. На площади развития этих отложений в Чусовское и чешское время нами предполагается существование двух островов, расположенных один в районе Дружинино и второй — к востоку от современного течения р. Чусовой между разрезами Нотиха и Баронская. Эти острова и давали песчаный материал, отсутствующий в разрезах вышеописанной зоны. Вероятно, эти острова были сложены осадочными породами, содержащими большое количество кварца, который является основным минералом в составе легкой фракции песчаников. Терригенный материал поступал также с запада и юго-запада, где в Чусовское и чешское время продолжали существовать Волго-Камский выступ и Красноуфимское поднятие. Волго-Камский выступ к этому времени сократился в размерах.

Хорошая окатанность обломочного материала, преобладание в тяжелой фракции только устойчивых минералов, мономинеральность песчаников свидетельствуют о дальности переноса. Наличие большого количества песчаного материала в разрезах, удаленных от островов, также свидетельствует о наличии на западе питающей провинции, из которой шел снос терригенного материала.

Зона морских мелководных отложений (зона архипелага). Эти отложения не выделяются на карте как обособленная фациальная зона, но ввиду особенности условий их осадконакопления нами они описываются отдельно. Они имеют незначительное распространение (разрезы Афонины Брови, Крутой) и представлены переслаиванием глинистых сланцев, мергелей, известняково-глинистых сланцев и песчаников, аргиллитов и прослоя оолитовой бокситовидной породы в основании.

Присутствие оолитовых бокситовидных пород заставляет полагать, что осадконакопление происходило в теплом открытом море при сильных движениях воды, в окислительной обстановке при поступлении в бассейн в большом количестве в виде коллоидных растворов окислов алюминия и железа с неподалеку расположенной суши.

Расположение разрезов, в которых присутствуют бокситоносные породы, в средней части мелкого моря, а не в его прибрежной зоне, заставляет считать, что осадконакопление происходило в островной зоне.

Зона прибрежных нерасчлененных отложений. Прибрежные нерасчлененные отложения представлены переслаиванием кварцевых песчаников, алевролитов и глин. Эти отложения имеют наибольшее площадное распространение.

Отсутствие в этих отложениях морской фауны и присутствие редких растительных остатков свидетельствует о том, что осадконакопление происходило на суше. Сортировка кластического материала по размерности, степень окатанности обломочного материала и увеличение мощностей указывают на близость источника сноса от места накопления осадка. Наличие значительных количеств глинистого материала указывает на спокойное течение рек, переносивших терригенный материал. Источники сноса располагались, по-видимому, на западе и юге — в области Волго-Камского выступа и Красноуфимского поднятия. Размывающиеся породы должны были содержать в своем составе большое количество кварцевого материала.

В чувовское и чеславское время на изученной территории существовало два участка максимальных мощностей — разрез Перескачки — 45 м и разрез Пашийка — 51 м.

Область минимальных мощностей, приуроченная к островной зоне, располагается между разрезами Нотиха и Баронская. Мощности здесь изменяются от 10 до 24 м.

В Прикамье и Удмуртии наблюдается общее увеличение мощностей на всей территории. Распределение мощностей увязывается с выделенными нами фациальными зонами.

Максимальные мощности в юго-восточной части изученной территории объясняются локальным увеличением мощности чувовских слоев, связанным с близким расположением местного источника обломочного материала — Дружининского острова, и отсутствием размыва в кровле чеславских слоев, а также рас-

положением этого участка в наиболее углубленной части морского бассейна.

В Пашийском районе (Пашийка) максимальные мощности вызваны, по-видимому, большим прогибанием этого участка в чешское время, а также близостью суши в чешское время.

В приостровной зоне, расположенной в среднем течении р. Чусовой, минимальные мощности могут быть объяснены приподнятостью этого участка морского дна по сравнению с остальной площадью и накоплением минимального количества осадков. Кроме того, здесь сказывается, по-видимому, предпашийский размыв, уничтоживший часть осадков.

В Прикамье и в Удмуртии общее увеличение мощностей объясняется близостью питающей провинции, способствующей быстрому накоплению терригенных осадков.

В заключение описания фаций живетского века необходимо остановиться на некоторых вопросах палеогеографии, освещенных в работе Н. Н. Соколовой [1952]. Ею дается палеогеографическая карта для всего живетского века без выделения более мелких отрезков времени. Такие карты в настоящее время, когда существует подробная стратиграфическая схема девонских отложений западного склона Урала и платформы, не отражают сложной истории геологического развития описываемого района. Н. Н. Соколова, опираясь на устаревшую стратиграфическую схему, неправильно трактует вопрос о границах распространения живетских отложений. В настоящее время в пределах Удмуртии установлено присутствие нижне- и верхнеживетских отложений, ранее относившихся к пашийской свите. Она считает территорию Удмуртии областью отсутствия нижнеживетских отложений. Живетское море рассматривается ею как стабильное, не меняющее своих границ на протяжении всего живетского века. По имеющимся в настоящее время материалам очевидно, что живетское море на описываемой территории не имело постоянных границ, а несколько раз наступало и отступало. Поэтому составленная Н. Н. Соколовой карта, изображающая распространение морских карбонатных отложений целиком для всего живетского века, является весьма схематичной, а для более мелких отрезков времени — неправильной. Это относится к вязовскому и афонинскому времени, когда море занимало узкую полосу вдоль западного склона Урала, а к западу располагалась суша, являющаяся площадью размыва.

Франский век

Пашийское время

В начале верхнедевонского времени произошла резкая смена палеогеографической обстановки на большей части изученной территории.

На грани живетского и нижнефранского времени произошло общее быстрое поднятие. Живетское море отступило на восток

и образовавшаяся суша подверглась усиленной денудации, а морская обстановка сохранилась лишь в юго-восточной части района — в верховье р. Чусовой (разрезы Перескачки, Староутки́нск) (см. приложение, фиг. 2).

Это поднятие сменилось в начале пашийского времени постепенным погружением, в процессе которого море начало наступать с юго-востока и востока из пределов Уральской геосинклинали на платформу. В результате этого в пашийское время на всей изученной территории началось осадконакопление; западнее г. Ижевска и Варзи-Ятчей до конца пашийского времени продолжала существовать суша, которая являлась, по-видимому, основной питающей провинцией.

Условия осадконакопления в пашийское время были довольно разнообразны.

На карте пашийских слоев в направлении с востока на запад нами выделяются (см. приложения, фиг. 14) следующие фациальные зоны:

1) морских нерасчлененных известняково-глинистых отложений, развитых в юго-восточной части изученной территории (разрезы Перескачки, Староутки́нск) и представленных известняками и глинами с морской фауной;

2) морских мелководных известняково-глинисто-песчаниковых отложений, развитых в среднем течении р. Чусовой и в восточной части Пашийского района (разрезы Пашийка и Рассольная) и представленных чередованием известняков, глин и песчаников с морской фауной;

3) прибрежно-морских нерасчлененных отложений (зона архипелага), развитых в Кыновско-Пашийском районе на участке Поляковка — Тесовая и представленных ожелезненными глинами, с примесью песчаного материала, с оолитовыми железными рудами и бокситоподобными породами (типа флинт-клей);

4) прибрежно-морских нерасчлененных глинисто-алевролитопесчаниковых отложений, имеющих наиболее широкое развитие, в западной части Кизеловского района, в районе г. Чусового и на Уфимском плато — район Чернушки (в районе Пудлингов пашийские отложения отсутствуют, но нами предполагается, что они были уничтожены последующим размывом);

5) зона лагун, большей частью соединяющихся с морем, представленная глинисто-алевритово-песчаниковыми отложениями, развитыми в пределах Пермского Прикамья и Удмуртии.

Западная граница пашийского моря проходила где-то в пределах зоны развития прибрежно-морских отложений.

Суша, создавшаяся во время кратковременного предпашийского поднятия, в ходе трансгрессии пашийского моря размывалась. Глубина этого размыва была неодинаковой на изученной территории и определялась интенсивностью колебательных движений.

Изучение этих материалов выявило определенные закономерности пространственного распределения величин размыва и позволило составить схематическую палеогеологическую карту предпашийской денудационной поверхности (см. приложения, фиг. 13). На этой карте четко вырисовался ряд поднятий и прогибов, образованных различными горизонтами живецких и более древних отложений. При этом наметилась закономерная связь между величиной этого предпашийского размыва, определяющего амплитуду поднятий, и пространственным размещением вышеперечисленных различных фаций пашийских слоев.

В юго-восточной части района, по р. Чусовой, до широты разреза Кын, где развиты морские отложения первой и второй фациальных зон, пашийские слои залегают на чеславских слоях, и глубина размыва не превышает нескольких метров, или же размыв вообще не происходил, что соответствует широкому полю чеславских слоев на палеогеографической карте.

Далее, на северо-запад, в зоне прибрежно-морских отложений архипелага на палеогеологической карте отчетливо вырисовываются два поднятия, разделенные прогибом. Южное поднятие приурочено к Кыновскому — Кусье-Александровскому району и в своде сложено вязовскими слоями, а на крыльях — кальцеоловыми и бийскими и имеет северо-западное простирание.

Второе поднятие расположено в Пашийском районе, и в своде его выступают еще более древние отложения — такатинские слои. Указанная приуроченность фациальной обстановки архипелага к району наиболее интенсивных на Урале предпашийских тектонических движений несомненно не случайна.

Еще далее на запад, в следующей зоне прибрежно-морских фаций, в районе г. Чусового, также отмечается поднятие с такатинскими слоями в своде, а на Уфимском плато рисуется крупное поднятие, характеризующееся наибольшей глубиной размыва до верхнебавлинской свиты (Чернушка). Затем начинается погружение, фиксирующееся меньшей глубиной размыва, в Кизеловском районе достигавшее лишь афонинских слоев. В пределах платформы величина размыва еще более уменьшается, в результате чего в Прикамье пашийские слои без видимого перерыва залегают на верхнеживецких отложениях.

Песчаники пашийских слоев обладают хорошими коллекторскими свойствами. В Краснокамско-Полазнинском районе открытая пористость песчаников пашийских слоев колеблется от 3 до 20 %, а проницаемость от 0,2 до 970,8 *миллидарси*. Здесь пашийские слои промышленно нефтеносны.

На Уфимском плато, в Чернушке, открытая пористость пашийских песчаников и алевролитов колеблется от 2,3 до 16,65 %, проницаемость от 0,2 до 132 *миллидарси*.

В Удмуртии породы пашийских слоев обладают более высокой пористостью. В Акаршуре открытая пористость алевролитов пашийских слоев колеблется от 5,05 до 25,9 %, а проницаемость

от 23 до 305 *миллидарси*. В Варзи-Ятчах открытая пористость колеблется от 6,23 до 27,44 %, а проницаемость достигает 460 *миллидарси*. В Бураново открытая пористость изменяется от 4,8 до 16,94 %. В Чусовском, Кизеловском и Пашийском районах открытая пористость уменьшается, достигая максимальной величины 13,44 %.

Как видно из вышеприведенных данных, песчаники пашийских слоев почти повсеместно могут быть хорошими коллекторами. В Пермском Прикамье они содержат промышленную нефть.

Зона морских нерасчлененных известняково-глинистых отложений. Отложения этой фациальной зоны развиты лишь в юго-восточной части изученной территории (разрезы Перескачки, Староуткинск).

Как уже было описано в предыдущих главах, пашийские слои в этих разрезах представлены в основном известняками, а глинистые породы присутствуют в подчиненном количестве. В известняках и глинистых разностях встречены брахиоподы, кораллы, обломки остракод. Присутствие этой фауны доказывает морской генезис отложений. Обогащение глинистым материалом свидетельствует об относительной близости береговой линии. Море, в котором шло осадконакопление, было неглубоким, теплым.

Переход к отложениям соседней фациальной зоны постепенный, выражающийся в увеличении количества глинистого и появлении песчаного материала.

Зона морских мелководных известняково-глинисто-песчаных отложений. Отложения этой зоны имеют более широкое распространение по сравнению с отложениями вышеописанной зоны. Они развиты в наиболее восточных разрезах Чусовского, Пашийского и Кизеловского районов.

Отложения представлены переслаиванием известняков, глинистых пород, песчаников и алевролитов. Песчаники и алевролиты преобладают. В значительном количестве в известняках и глинистых породах, редко в песчаниках, содержится фауна брахиопод, кораллов, пелеципод.

Для тяжелой фракции песчаников и алевролитов, развитых в этой зоне, характерно высокое содержание рудных и устойчивых минералов — циркона, турмалина, рутила, анатаза, титаносодержащих. Гранат, минералы группы эпидота, апатит и хлорит имеют спорадическое распространение. В составе легкой фракции преобладает кварц; полевые шпаты присутствуют повсеместно и их содержание колеблется от 0,4 до 4 %; в некоторых разрезах полевые шпаты совершенно отсутствуют, но в легкой фракции в значительном количестве присутствуют обломки слюдисто-кремнистых пород. В других разрезах они играют подчиненную роль. В очень незначительном количестве и в единичных разрезах присутствуют обломки слюдисто-кварцевых пород.

Как видно из характеристики отложений, развитых в этой зоне и явно морского комплекса фауны, надо полагать, что осадконакопление в пределах этой фациальной зоны происходило в неглубоком теплом морском бассейне, с незначительными прогибаниями его дна. Этот участок моря располагался ближе к берегу, по сравнению с вышеописанной фациальной зоной.

Доказательством этому служит значительное обогащение алевритовым и песчаным материалом, отсутствующим среди осадков соседней зоны. Но гидрохимические условия в бассейне были, по-видимому, постоянными, о чем свидетельствует близость состава фауны. Привнос терригенного материала шел с запада и северо-запада, где в пашийское время существовала суша.

Такое предположение высказывается нами на основании того, что к западу и северо-западу от описываемой фациальной зоны увеличиваются мощности пашийских слоев, состав которых становится исключительно терригенным, а также увеличивается содержание полевых шпатов. Породы питающей провинции содержали в своем составе значительные количества кварца и полевых шпатов.

Зона прибрежно-морских нерасчлененных отложений (зона архипелага). Отложения этой зоны развиты на незначительной площади в Пашийском районе и в нескольких разрезах в бассейне р. Чусовой — Поляковка, Б. Свадебная. Пашийские слои в разрезах этого типа представлены двумя пачками: нижней — рудной, состоящей из ожелезненных глин с примесью песчаного материала, оолитовыми железными рудами и бокситоподобными породами (типа флинт-клей), и верхней, сложенной переслаивающимися песчаниками и алевролитами.

Характерными минералами для тяжелой фракции являются рудные минералы и минералы из группы устойчивых — циркон, рутил, турмалин, анатаз, титансодержащие.

В составе легкой фракции преобладает кварц, количество полевых шпатов незначительно — от 0,3 до 4%. Характерным минералом для легкой фракции отложений этой зоны является хлорит, отсутствующий в разрезах пашийских слоев в других фациальных зонах. Фауна в отложениях зоны представлена редкими брахиоподами и кораллами. Осадконакопление здесь происходило в условиях, отличных от всех вышеописанных фациальных зон.

Образование оолитовых железистых бокситоподобных пород могло произойти только в открытом теплом мелком море при сильных движениях воды, в окислительной обстановке, при привносе с близко располагающейся суши большого количества окислов алюминия и железа в виде коллоидных растворов. Такие условия могли существовать в морском бассейне только вблизи каких-то участков суши, по-видимому, архипелага, имеющего очень изрезанные очертания береговой линии. Породы, слагающие берега островов, содержали в своем составе большое количество

ство соединений алюминия и железа, впоследствии выносившихся в виде коллоидных растворов в море.

Контуры островов нами на карте не изображаются, они имели, по-видимому, незначительные размеры и их точное расположение не может фиксироваться имеющимся у нас фактическим материалом.

Переходным разрезом к отложениям прибрежно-морской фациальной зоны является разрез Усть-Вижай, в котором наблюдается ожелезнение пород пашийских слоев, но отсутствуют бокситовидные породы.

Зона прибрежно-морских нерасчлененных глинисто-алевролитопесчаниковых отложений. Отложения этой зоны имеют сравнительно широкое распространение на изученной территории и установлены нами в западной части Кизеловского района, в районе г. Чусового и на Уфимском плато (район Чернушки). К западу от этой площади морские мелководные отложения, развитые в восточной части Кизеловского района, сменяются прибрежно-морскими отложениями, которые к западу, в свою очередь, сменяются отложениями зоны лагун, большей частью соединенных с морем.

Нами предполагается также, что в районе Пудлингов, где пашийские слои не установлены, осадконакопление в пашийское время происходило, но осадки были уничтожены позднейшим предверхнефранским размывом. Отложения этой зоны представлены переслаиванием кварцевых песчаников, алевролитов и глинистых пород. Минералогический состав тяжелой и легкой фракций довольно однообразный и почти не отличается от минералогического состава пород описанных ранее фациальных зон.

Следует отметить, что присутствие анкерита в разрезе Чернушка и наличие гипсового цемента (по П. А. Софроницкому и Л. П. Гмид) в пашийских песчаниках разреза Половинка, указывает на повышение солености, возможно возникшей в мелких лагунах прибрежной полосы пашийского моря. Пирит (Чернушка) и сидерит (Вильва) характеризуют восстановительные условия и затрудненную связь с открытым морем, существовавшую на отдельных участках. В легкой фракции преобладает кварц, но наблюдается также большое обогащение полевыми шпатами, по сравнению с легкой фракцией осадков других фациальных зон, и появление в разрезе Вильва вулканического стекла (1,5%). Комплекс фауны в этих отложениях представлен очень редкими одиночными кораллами и редкими брахиоподами, встречающимися в глинистых разностях. В разрезе Б. Семеновка встречаются многочисленные растительные остатки псилофитов и папоротников в песчаниках и глинах. Присутствие морской фауны свидетельствует о том, что осадконакопление шло в морском бассейне, но в его прибрежной части. Последнее доказывается тем, что по сравнению с отложениями предыдущих фациальных зон здесь резко увеличивается количество терригенного материала

и исчезают карбонатные прослой. Эти факты говорят о близости берега, с которого шел усиленный снос терригенного материала.

Увеличенное содержание полевых шпатов в разрезах Кизеловского района (Вильва) является доказательством того, что питающая провинция на северо-западе была расположена ближе к описываемой площади, чем на западе. Присутствие вулканического стекла в этом разрезе свидетельствует о том, что незначительный привнос материала происходил с северо-востока, где были острова, сложенные вулканогенными породами. В этом же разрезе надо полагать наличие в осадке слабовосстановительной среды, при которой могло произойти образование сидерита. Значительное обогащение полевыми шпатами пашийских слоев разреза Чернушка происходило, по-видимому, за счет размыва и переотложения пород, слагающих основной континент на западе и являющихся по своему составу кислыми породами. Об этом же говорит присутствие в них монацита.

Зона лагун, большей частью соединенных с морем. Отложения этой зоны имеют наиболее широкое распространение на изученной территории и развиты в Пермском Прикамье и в Удмуртии. Они представлены переслаиванием песчаников, алевролитов, аргиллитов, глинистых сланцев, сидеритизированных алевролитов и маломощных прослоев сидеритов, известняков и доломитов.

Характерными минералами, присутствующими в тяжелой фракции, являются пирит (Полазна, Лобаново), сидерит (Бураново), анкерит (Лобаново). Остальные минералы, встречающиеся в тяжелой фракции, аналогичны минералам тяжелой фракции вышеописанных фациальных зон. В легкой фракции преобладают кварц, полевые шпаты — до 4%. Фауна, встречающаяся в глинистых породах, довольно бедна и однообразна — лингулы и эстерины. Флора, встречающаяся в этих отложениях в Полазне и Лобаново, псилофито-археоптерисовая.

Наличие в этих отложениях очень бедного комплекса фауны, представленного лингулами и эстериями, маломощных прослоев сидерита, известняков и доломитов позволяет предполагать, что накопление осадков этой фациальной зоны происходило в лагунах, соединяющихся с морем. В районе Полазны и Лобаново режим в лагунах, по-видимому, был застойный; надо полагать, что на этом участке лагуна не соединялась с морем. О застойном режиме и сероводородном заражении свидетельствует присутствие больших количеств пирита.

Присутствие сидерита в тяжелой фракции пашийских слоев Бураново свидетельствует либо о слабовосстановительной среде внутри осадка, либо о концентрации на этом участке в лагуне солей магния и железа, что менее вероятно.

В пашийское время на изученной территории наблюдаются два участка больших мощностей. Одним из них является район, г. Чусового — Кизеловский район, где мощности колеблются от 30 до 50 м.

Вторым участком является вся территория Пермского Прикамья, Удмуртии и северной части Уфимского плато, где мощности изменяются от 30 до 90 м. Минимальные мощности от 5 до 20 м наблюдаются в Кыновско-Пашийском районе. В среднем течении р. Чусовой в разрезе Сулем наблюдается некоторое увеличение мощностей по сравнению с другими разрезами района. Мощность пашийских слоев в разрезе Сулем достигает 42 м. Изменение мощностей вполне закономерно увязывается с различными фаціальными зонами. Сравнительно небольшие мощности в тех районах, где развиты фации мелкого моря, объясняются, по-видимому, незначительным прогибанием дна бассейна во время накопления пашийских слоев.

Минимальные мощности в зоне архипелага связаны с максимальным поднятием этой площади по сравнению с остальной территорией.

Большая мощность осадков в Кизеловском районе, где развиты отложения прибрежно-морской фаціальной зоны, объясняется близостью континента на северо-западе, с которого шел основной снос на эту территорию. При дальнейшем продвижении на запад, в Пермском Прикамье и Удмуртии, по мере приближения к континенту, мощности продолжают увеличиваться.

Как уже было указано в начале раздела пашийского времени, перед отложением пашийских слоев произошло быстрое поднятие территории и последующий размыв, в результате которого пашийские слои залегают на различных стратиграфических горизонтах.

Палеогеографическая карта пашийского времени описываемого района, составленная Н. Н. Соколовой, значительно отличается от предлагаемой нами литолого-фаціальной карты этого времени. Устаревшая стратиграфическая схема, применявшаяся ею, недостаточное количество разрезов и неверная трактовка границ между живетским и франским ярусами в Пермском Прикамье и Удмуртии повлекли искажение данных о литологическом составе, фауне и мощностях, что привело Н. Н. Соколову не только к упрощенной палеогеографической схеме района, но и к неверным выводам. По ее данным, смена фаций пашийской свиты происходила с запада на восток — от морских терригенных отложений с прослоями карбонатных пород в Удмуртии к мелко-водным морским осадкам Пермского района и, наконец, к прибрежно-морским отложениям Кизеловского и Чусовского районов Урала. Это означает, что трансгрессия пашийского моря шла не с востока на запад, как это совершенно ясно следует из приведенного нами материала, а как раз наоборот — из пределов Русской платформы в сторону Уральской геосинклинали.

Постепенный переход от морских глинисто-карбонатных пород, развитых в верховьях р. Чусовой, к известняково-глинисто-песчаным отложениям с морской фауной, развитым в Сулемско-Кыновском районе, постепенный переход их в терригенные прибрежные фации Кизеловского и Пашийского районов, и наконец,

в лагунные фации Пермского Прикамья и Удмуртии — все это убедительно подтверждает нормальное направление верхнедевонской пашийской трансгрессии с Урала в сторону платформы,

Кыновское время

В кыновское время мелководный морской бассейн занимал всю изученную территорию. Та часть территории, которая в пашийское время была покрыта прибрежно-морскими и лагунными отложениями, в кыновское время покрывается морем. Береговая линия отодвинулась далеко за пределы изученной территории, проходя западнее района Вожгал (см. приложения, фиг. 15). Кыновские слои представлены карбонатными, глинисто-карбонатными и глинистыми разностями пород. Они не отличаются разнообразием фаций и мощностей, которые лишь на востоке испытывают значительные колебания. Кыновские слои содержат большое количество фауны ругоз, брахиопод, пелеципод. На изученной территории породы кыновских слоев представляют хорошие непроницаемые покрышки, благоприятствующие скоплению нефти в соответствующих структурных условиях.

Для осадков кыновского времени установлено три фациальных зоны (с востока на запад):

1) зона морских нерасчлененных (мелко- и глубоководных) карбонатно-глинистых отложений, развитых в верхнем течении р. Чусовой на участке разрезом Перескачки, Староуткинск и в Кыновско-Пашийском районе, представленных переслаиванием глинистых и карбонатных пород (глинистые преобладают);

2) зона морских нерасчлененных глинисто-карбонатных отложений, развитых в юго-восточной части Кизеловского района и в среднем течении р. Чусовой на участке р. Сулем — р. Серебрянка и у г. Чусового, представленных чередованием известняков и глинистых известняков, причем первые преобладают;

3) зона морских нерасчлененных глинисто-карбонатных отложений, развитых в разрезах Половинка и Губаха, в Пермском Прикамье, Удмуртии и на Уфимском плато. В пределах этой фациальной зоны, в районе Пудлингов, кыновские слои уничтожены позднейшим размывом.

Зона морских нерасчлененных карбонатно-глинистых отложений (известняки и глинистые известняки). Отложения этой зоны имеют неширокое распространение и развиты в самой восточной части изученной территории. Они представлены переслаиванием аргиллитов, мергелей, глинистых сланцев и известняков серых, темно-серых и зеленовато-серых.

Присутствие в них брахиопод, ругоз, пелеципод, а также и литологический состав осадков свидетельствуют об образовании этих осадков в теплом открытом морском бассейне с нормальной соленостью, с сильными донными течениями, переносившими и переотлагавшими большое количество глинистого материала,

поступавшего, по-видимому, с востока, где была расположена в пределах геосинклинальной зоны цепь островов, сложенных осадочными породами. Такое допущение необходимо сделать, учитывая уменьшение глинистости пород в следующей к западу фациальной зоне, что не позволяет объяснить это явление привносом илов с запада.

Зона морских нерасчлененных глинисто-карбонатных отложений (глинистые известняки и аргиллиты). Отложения этой зоны имеют широкое распространение и развиты непосредственно западнее осадков предыдущей. Представлены они чередованием известняков и глинистых известняков, причем чистые известняки преобладают. Состав фауны такой же, как и в отложениях вышеописанной зоны. Появление среди отложений этой зоны большого количества известняков является признаком большей удаленности как от цепи островов, расположенных на востоке, так и от континента, расположенного на западе. В остальном условия осадконакопления в этой зоне аналогичны условиям, существовавшим в вышеописанной зоне.

Зона морских нерасчлененных глинисто-карбонатных отложений. Отложения этой зоны имеют самое широкое развитие на изученной территории и отличаются от отложений, развитых в бассейне р. Чусовой (Староуткинск и др.) своим литологическим составом и некоторыми особенностями осадконакопления. Представлены они глинистыми известняками с характерной для кыновского времени фауной брахиопод и доломитами (район Краснокамска); иногда известняки сильно пиритизированы (Удмуртия). В отличие от осадков вышеописанной зоны, эти отложения содержат гораздо больше глинистого материала; известняки также более глинистые. Эти факты говорят о приближении к береговой линии, но последняя расположена еще довольно далеко, так как в Вожгалах имеем мощные толщи глинистых осадков. Условия осадконакопления этих отложений аналогичны условиям накопления карбонатно-глинистых отложений предыдущих зон, но в отдельных участках бассейна (Удмуртия) водный режим был застойным, о чем свидетельствует присутствие значительного количества пирита. Восстановительная обстановка существовала в самом осадке в результате захоронения и гниения без доступа воздуха остатков фауны. В районе Краснокамска в кыновское время концентрация солей магния и железа в бассейне была увеличенной, что вызвало выпадение доломитового осадка, а также образование оолитоподобных железистых образований. В бассейне существовали сильные донные течения, вызвавшие усиленное движение воды, благоприятствующее образованию оолитовых разностей.

На литолого-фациальной карте кыновского времени максимальные мощности наблюдаются в самой восточной части изученной территории. Мощности изменяются от 5 до 50 м.

В западном направлении, в пределах Пермского Прикамья и Удмуртии, наблюдается уменьшение мощностей и их большее постоянство. Мощности изменяются от 5 до 10 м. Такая картина изменения мощностей увязывается с выделенными нами фациальными зонами и тектоническими движениями. Увеличенные, изменчивые мощности кыновских слоев в зоне отложения карбонатно-глинистых осадков объясняются привносом большого количества глинистого материала донными течениями с востока, где существовала цепь островов. Благодаря расположению их в подвижной геосинклинальной области, эти островные цепи испытывали неоднократные погружения и поднятия. Илистый материал при их размыве уносился донными течениями на запад.

Меньшие мощности в зоне развития глинисто-карбонатных осадков объясняются тем, что сюда илистый материал с востока не поступал, а благодаря мелководности бассейна и небольшой амплитуде прогибания накопление мощных толщ карбонатных осадков происходить не могло. Уменьшение мощностей и их большее постоянство на западе в пределах Прикамья и Удмуртии вполне закономерно, так как привнос глинистого материала шел с запада, но континент располагался, по-видимому, довольно далеко.

Большая выдержанность мощностей обусловлена постоянством глубины морского бассейна, дно которого не было подвержено частым прогибам и поднятиям.

Среднефранское время

В среднефранское время в восточной части изученной территории наблюдается углубление бассейна по сравнению с кыновским временем. В Чусовском и Кизеловском районах развиты относительно глубоководные отложения.

В описываемое время открытое море покрывает всю изученную территорию (см. приложения, фиг. 16). Береговая линия на западе располагалась далеко за пределами исследуемой площади.

Отложения среднефранского подъяруса представлены различными типами пород. Саргаевские слои сложены преимущественно известняками серой, темно-серой, реже желтоватой окраски; в Краснокамско-Полазненском и Кыновско-Пашийском районах они представлены известняками и доломитами. Наблюдается значительное обогащение их пиритом. Вышележащие отложения среднефранского подъяруса представлены переслаиванием известняков серой и темно-серой окраски, глинистых сланцев, горючих сланцев, мергелей, реже доломитов — типичными осадками доманикового типа.

Мощности отложений среднефранского подъяруса изменчивы.

На изученной территории для среднефранского времени установлено три фациальных зоны в направлении с востока на запад:

1) морских, относительно глубоководных глинисто-карбонатных отложений доманикового типа, развитых в бассейне р. Чусовой на участке от разреза Перескачки до разреза Баронская и в Кизеловском районе;

2) морских нерасчлененных глинисто-карбонатных отложений, имеющих наибольшее распространение на изученной территории, развитых в большей части Прикамья, в Удмуртии и на Уфимском плато;

3) морских нерасчлененных карбонатных отложений, развитых в Кыновско-Пашийском и Краснокамско-Полазненском районах.

Зона относительно глубоководных глинисто-карбонатных отложений. Отложения этой зоны развиты на востоке изученной территории. На двух участках осадки зоны внедряются в виде языков в зону накопления морских нерасчлененных глинисто-карбонатных отложений. Один из этих участков расположен в бассейне р. Чусовой (разрез Перескачки — разрез Баронская), а второй — в Кизеловском районе. Разделены эти участки наиболее мелководной приподнятой частью бассейна.

Отложения, развитые на этих участках, представлены чередованием тонких прослоев известняков темно-серых, битуминозных, мергелей коричневатых-серых, темно-серых, черных, глинистых сланцев, доломитов, доломитизированных известняков, кремне-лых известняков и редких прослоев кремней. В отложениях описываемой зоны содержится богатая фауна брахиопод, птеропод, пелеципод и гониатитов.

Как видно из вышеприведенных данных, условия осадконакопления в среднефранское время на этой площади были отличны от условий осадконакопления всех предыдущих эпох и аналогичны осадконакоплению в афонинское время.

Накопление осадков зоны происходило в глубоких впадинах больших размеров в неглубоком бассейне. В придонных частях этих впадин отсутствовало движение воды и происходило накопление обогащенных органическим веществом карбонатных и глинистых илов, за счет которых образовались битуминозные глинисто-карбонатные отложения среднефранского времени, представленные осадками саргаевских, доманиковых и мендымских слоев.

Зона морских нерасчлененных глинисто-карбонатных отложений. Отложения этой зоны имеют самое широкое распространение на исследуемой площади и развиты в Прикамье (Любаново, Батуи), в Удмуртии и на Уфимском плато (Чернушка). Нами предполагается, что в районе Пудлингов среднефранские отложения были развиты, но впоследствии были уничтожены позднейшим размывом. Отложения описываемой зоны представлены осадками доманиковых и мендымских слоев, отличными от осадков ранее описываемой зоны — известняками и глинистыми известняками серой и темно-серой окраски, обладающими битум-

минозным запахом, иногда с примазками жидкого битума (Чернушка). В осадках зоны встречена довольно разнообразная фауна брахиопод, птеропод, гониатитов. Осадконакопление в этой зоне происходило в условиях мелкого теплого моря, в котором жило большое количество брахиопод. Рельеф морского дна на этом участке был неровным, существовали отдельные более углубленные участки, в которых происходило накопление глинистого материала, но эти участки были невелики. Для углубленных участков характерен застойный режим, при котором происходило накопление органического вещества, а в отдельных участках (Пычас, Чернушка) образование пирита.

Зона морских нерасчлененных карбонатных отложений с отклоняющейся соленостью. Отложения зоны развиты в Краснокамско-Полазненском и Кыновско-Пашийском районах. Развитие их приурочено к наиболее приподнятым мелководным участкам. Представлены они в Кыновско-Пашийском районе немymi толстослоистыми доломитами светло-, темно- и коричневатосерыми толстослоистыми или массивными, с подчиненными прослоями известняков со строматопорами и кораллами (ругозы и табуляты). В Краснокамско-Полазненском районе описываемые отложения представлены серыми и коричневатосерыми немymi доломитами, содержащими в Краснокамске одиночные кораллы.

Как видно из вышеприведенных данных, в этих отложениях исчезают брахиоподы, птероподы, гониатиты и появляются кораллы и строматопоры, отсутствующие в доманиковых фациях. Такое резкое изменение состава фауны, наряду с преобладанием доломитов, свидетельствует об изменении гидрохимических условий в бассейне.

Осадконакопление в среднефранское время на этом участке происходило в мелководном бассейне с повышенной концентрацией солей магния и сульфатов, что доказывается появлением включений ангидрита в описываемых породах Пермского Прикамья.

Накопление осадков происходило в теплой воде при постоянном погружении всей территории. При других условиях не могло произойти накопления мощных толщ доломитовых осадков в крайне мелководном бассейне.

Необходимо отметить, что своеобразие этого участка моря с повышенной соленостью заключается в том, что с севера и юга к нему примыкают зоны относительно глубоководных доманиковых фаций. Следовательно, обстановка, близкая к лагунной, могла возникнуть среди открытого моря, вдали от берегов. Огромную роль при этом должен был играть рельеф морского дна, который в условиях обширной Краснокамско-Пашийской отмели создавал изолированные участки, на которых под действием солнечных лучей могли осаждаться мощные толщ магnezияльно-железистых и сульфатных осадков.

В то же время, как выше указывалось, в зонах накопления глубоководных доманиковых фаций существовали углубленные

участки, в которых скапливались глинистые и органические илы, благодаря чему образовались отложения с повышенной битуминозностью осадков.

Максимальных мощностей среднефранские осадки достигли в Кыновско-Папийском и Краснокамско-Полазненском районах (от 100 до 140 м).

Минимальные мощности осадков от 20 до 60 м наблюдались в Папийском районе в разрезе Вижай, на границе с Кизеловским районом, и в Кизеловском районе, где развиты относительно глубоководные отложения.

Минимальные мощности, как видно из вышеприведенных данных, приурочены к зонам относительно глубоководных осадков. Это явление может быть объяснено таким образом: в зонах, где развиты мелководные отложения, а также в зонах развития глубоководных осадков наблюдается выдержанность фациальных условий в вертикальном разрезе каждой зоны до конца фаменского века и даже в турнейский век. Следовательно, в тех участках, где было мелкое море в среднефранское время и отлагались однотипные осадки, представленные доломитами, такая же обстановка сохранилась и в более позднее время (верхнефранское и фаменское). Там, где в среднефранское время накапливались глубоководные осадки гониатитовых фаций, происходило накопление их и в более позднее время.

Литологический состав отложений также остается выдержанным. Следовательно, для объяснения такого несоответствия мощностей на мелководных и глубоководных участках при сохранении одинаковых фациальных условий и выдержанности литологического состава в вертикальном разрезе надо предполагать, что в мелководных участках происходило более интенсивное накопление осадков, благодаря создавшимся там благоприятным фациальным условиям и прогибанию дна бассейна на глубину, равную мощности накопившихся осадков, то есть здесь погружение дна компенсировалось накоплением мощных толщ осадков при сохраняющемся мелководном режиме. В глубоководных участках шло менее интенсивное осадконакопление и при сохраняющемся глубоководном режиме мощности, а следовательно, и амплитуды прогибания остались незначительными.

Поэтому при анализе мощностей и их связи с тектоническими движениями необходимо учитывать фациальную обстановку и рельеф морского дна, так как иначе это может привести к неправильным представлениям о древних тектонических движениях.

Верхнефранское время

В описываемое время вся изученная территория, так же как и в среднефранское время, была занята морем. Береговая линия этого моря уходила далеко на запад, за пределы исследованной площади. Так же как в среднефранское время, наиболее глубоко-

водные участки располагались в Чусовском (южнее разреза Еква) и Кизеловском районах (см. приложения, фиг. 17).

Но на всей остальной территории море стало мелководным, в результате чего фации мендымских слоев второй фациальной зоны среднефранского времени, обогащенные органическим веществом, сменились мелководными осадками аскынских слоев.

Начиная с верхнефранского времени, проявляется более резкая фациальная изменчивость осадков.

В описываемом районе развиты отложения всех трех типов разрезов, выделенные в унифицированной схеме (см. табл. 2).

Верхнефранские осадки представлены известняками и доломитами. Известняки часто органогенно-обломочной структуры, реже конгломератовидной. Для отложений гониатитовых глубоководных фаций характерно обогащение органическим веществом. Отложения глубоководных фаций являются, возможно, нефтепроизводящими свитами.

На изученной территории выделяются две фациальных зоны с востока на запад:

1) морских, относительно глубоководных карбонатных отложений, развитых в Чусовском (южнее разреза Еква) и Кизеловском районах;

2) морских нерасчлененных карбонатных отложений, среди которых выделяются два участка, несколько различающиеся по своему литологическому составу.

Один из этих участков занимает территорию Краснокамско-Полазненского и Кыновско-Пайгыйского районов. Отложения, развитые на этом участке, отличаются от осадков остальной части этой фациальной зоны тем, что в разрезе верхнефранских отложений здесь происходит замещение типичных осадков аскынских и барминских слоев кораллово-амфипорово-строматопоровыми известняками с *Amphipora* и *Theodossia* (Краснокамско-Полазненский район). Своеобразный состав этой фауны и литология осадков ближе всего напоминают катавские слои, описанные на хребте Каратау и в Юрезано-Айском районе [С. М. Домрачев, В. С. Мелешенко, Н. Г. Чочиа, 1948.].

Второй участок расположен в среднем течении р. Чусовой (разрезы Сулем, Серебрянка, Еква), в Удмуртии, в Лобаново и Батуях и на Уфимском плато. Он характеризуется развитием типичных мелководных брахиоподовых известняков аскынских слоев.

Зона морских, относительно глубоководных карбонатных отложений. Отложения этой зоны развиты в Кизеловском (по рр. Косье, Усье и Вилье) и Чусовском (на участке Староуткино — Межевая Утка) районах.

В Кизеловском районе отложения верхнефранского подъяруса представлены известняками черными, темно-серыми, иногда серыми, толстослоистыми, доломитизированными, с редкими

прослоями известняково-глинистых черных сланцев и с прослоями доломитов. Породы обладают битуминозным запахом. Фауна, встреченная в этих отложениях, немногочисленна — брахиоподы, пелециподы, птероподы, гониатиты.

В Чусовском районе осадки верхнефранского подъяруса представлены такими же битуминозными темными известняками с более редко встречающимися брахиоподами и гониатитами. Накопление этих осадков происходило в открытом морском бассейне, но в его более глубоководных застойных участках. Условия осадконакопления на этих участках были такие же, как в доманиковом и мендымском время. Доказательствами этого являются обогащенность этих осадков органическим веществом, присутствие глинистого материала, скопившегося во впадинах морского дна, присутствие специфической фауны доманикового типа.

Зона морских нерасчлененных карбонатных отложений. В пределах этой зоны, как уже указывалось, выделяются два района, различающиеся между собой составом фауны и, следовательно, условиями осадконакопления: Краснокамско-Полазненский и Кыновско-Пашийский и район среднего течения р. Чусовой, Лобаново, Батуев, Удмуртии и Уфимского плато.

Описываемые отложения в Краснокамско-Полазненском районе представлены преимущественно массивными известняками с прослоями органогенных известняков — кораллово-амфипоровых и с прослоями светло-серых доломитов. В нижней части в известняках содержатся строматопоры, амфипоры и кораллы, а в верхней части присутствуют только представители рода *Theodossia*.

В северной части Кыновско-Пашийского района (разрезы Таранчиха, Калаповка) не удалось выделить средне- и верхнефранский подъярусы, так как отложения этих подъярусов представлены однообразной толщей желтовато-серых доломитов с битуминозным запахом, с редкими птероподами. Среди доломитов наблюдаются линзы белого известняка, переполненного фауной брахиопод, характерных для аскыньских слоев (Таранчиха).

В южной части Кыновско-Пашийского района развиты амфипорово-строматопорово-коралловые известняки толстослоистые, светлые, с подчиненными им доломитами.

Образование их происходило в мелководном морском бассейне, но отличающемся специфическими чертами, обусловившими развитие обильной, но своеобразной фауны. Наличие доломитов и расцвет особой фауны амфипор, строматопор и табулят, а также полное отсутствие фауны брахиопод, за исключением особого рода *Theodossia*, характерного для платформенных фаций мелкого верхнефранского моря, указывает на ненормальный гидрохимический режим описываемого участка верхнефранского моря, скорее всего отличающегося повышенной соленостью, унаследованной от среднефранского времени.

Воды бассейна хорошо прогревались солнцем, что создавало благоприятные условия для жизни фауны и накопления мощных толщ карбонатных осадков.

Описываемые отложения в Удмуртии, на Уфимском плато и в бассейне р. Чусовой (на участке от разреза Сулем до разреза Серебрянка и на р. Б. Свадебная) представлены светлыми доломитами и известняками. Известняки и доломиты толстослоистые, иногда с битуминозным запахом, с прослоями органогенно-обломочных известняков. В них встречено большое количество разнообразной фауны — кораллов, строматопор, брахиопод, фораминифер. Преобладают брахиоподы, часто образующие ракушники и рифоподобные банки.

В Прикамье (Лобаново, Батуи) отложения верхнефранского подъяруса, представленные аскынскими слоями, сложены известняками органогенно-обломочной структуры, с включениями кальцита, пирита, гипса. В них найдена фауна брахиопод.

Анализ состава фауны и литологическая характеристика осадков свидетельствуют о накоплении осадков, слагающих аскынские и барминские слои (Сулем, Еква), в мелководном морском бассейне при теплом климате и нормальной солености, что благоприятствовало расцвету органической жизни. Присутствие незначительных количеств пирита, слабая битуминозность пород и наличие прослоев мергелей свидетельствует о неровностях морского дна, о существовании небольших впадин, в которых режим был застойным и происходило накопление органики и глинистого материала.

Максимальные мощности верхнефранских отложений наблюдаются на территории Уфимского плато (140—160 м), в Краснокамско-Полазненском районе (от 80 до 100 м) и в среднем течении р. Чусовой (разрез Серебрянка — 270 м).

Минимальные мощности (от 20 до 40 м) приурочены к участкам развития относительно глубоководных отложений — в Кизеловском и Чусовском (от разреза Староуткинск до р. Межевая Утка) районах.

Как видно из вышеизложенного, распределение мощностей верхнефранских отложений аналогично среднефранскому времени, за исключением Уфимского плато, где в верхнефранское время наблюдались осадки максимальной мощности. В зонах развития относительно глубоководных отложений мощности минимальны, а в зонах развития мелководных осадков — максимальны. Объяснение такого несоответствия было дано в разделе об условиях образования осадков среднефранского времени.

Н. Н. Соколова [1952] в Кизеловском и Чусовском районах не отметила развития доманиковых фаций, а фиксировала присутствие доманиковых фаций только в районе Голышурмы.

Как известно, доманиковые отложения развиты именно на Урале в Кизеловском и Чусовском районах, а в пределах Удмуртии и Уфимского плато они становятся уже менее типичными,

имеют небольшое развитие, реже встречается тонкое переслаивание различных типов пород, очень характерное для доманиковых слоев западного склона Урала.

Фаменский век

В фаменский век море занимало ту же территорию, что и в верхнефранское время. Наиболее углубленные его участки располагались в Кизеловском и Чусовском районах (от разреза Староуткинск до р. Межевая Утка (см. приложения, фиг. 18). На остальной территории морской бассейн был мелководным. Отложения фаменского яруса сложены преимущественно карбонатными породами. Лишь на тех участках, где развиты относительно глубоководные отложения, последние представлены глинисто-карбонатными осадками доманикового облика. На всей остальной территории развиты известняки и доломиты.

Наиболее обогащены органическим веществом осадки доманикового типа. Фауна в них довольно разнообразна — брахиоподы, гониатиты, остракоды.

Мощность отложений фаменского яруса изменяется от 100 до 300 м. Литологические разновидности среди них немногочисленны.

Выделяются две фациальные зоны:

1) зона относительно глубоководных морских карбонатных отложений, развитых в Кизеловском районе и в бассейне р. Чусовой (Староуткинск — р. Межевая Утка);

2) зона морских нерасчлененных карбонатных отложений, развитых в Чусовском районе от разреза Еква до разреза Б. Семеновка, в Прикамье, в Удмуртии и на Уфимском плато (Пудлинг, Чернушка).

Зона морских, относительно глубоководных отложений. Описываемые отложения развиты в Чусовском районе от разреза Староуткинск до р. Межевая Утка и в Кизеловском районе.

Представлены они в Чусовском районе известняками темной окраски, иногда доломитизированными, с подчиненными прослоями известково-глинистых сланцев. В Кизеловском районе они характеризуются тонким чередованием битуминозных известняков темной окраски, известняково-глинистых, кремнистых и горючих сланцев, а также бурых рассланцованных мергелей. По своему облику эти отложения близки к осадкам доманиковой фации.

Фауна, найденная в разрезах этой фациальной зоны, представлена брахиоподами, гониатитами, пелециподами, остракодами.

Образование этих отложений происходило в углубленной части шельфа в условиях застойного режима, т. е. в условиях, аналогичных образованию доманиковых отложений среднефранского подъяруса. О застойном режиме в бассейне свидетельствует и

наличие своеобразного комплекса фауны — мелких брахиопод с гладкой раковиной, гоннатитов, остракод.

Как считает Д. В. Наливкин, для жизни остракод необходимо присутствие обильной растительности, водорослей, затрудняющих доступ кислорода, что способствует также образованию застойного режима.

Отложения Чусовского района отличаются тем, что в комплексе фауны резко преобладают груборебристые брахиоподы группы *Liorhynchus baschkiricus* и почти не встречаются головоногие моллюски. Это указывает на меньшую изоляцию данного участка моря и большую подвижность водной среды, что вполне согласуется с отсутствием здесь горючих сланцев и вообще меньшей битуминозностью пород.

Зона морских нерасчлененных карбонатных отложений. Отложения этой зоны развиты в Чусовском районе на участке разрезов Еква — Б. Семеновка и в разрезе Новоуткинский, в Кыновско-Пашийском районе, в Пермском Прикамье, на Уфимском плато и в Удмуртии.

В Чусовском и Кыновско-Пашийском районах отложения фаменского яруса представлены переслаиванием известняков и доломитов, в которых очень редко встречаются *Cyrtospirifer ex gr. archiaci* М и г с н., преобладают фораминиферы и разнообразные известняковые водоросли.

В Удмуртии, в Пермском Прикамье и на Уфимском плато отложения фаменского яруса представлены переслаиванием известняков и доломитов — нижний комплекс известняковый, верхний — доломитовый. Известняки часто неравномерно доломитизированы, в них встречены прослои ангидритов и оолитовых известняков.

В отложениях фаменского яруса встречена очень редкая фауна кораллов, брахиопод. Образование этих отложений, как видно из описания их состава, происходило в мелководном морском бассейне, в теплом климате. Присутствие прослоев доломитов и небогатый комплекс фауны говорят о ненормальной солености, существовавшей в этом бассейне.

Наличие оолитовых известняков в Удмуртии свидетельствует о мелководности бассейна, в котором были сильные движения воды.

Фаменские отложения максимальной мощности развиты в Удмуртии, на Уфимском плато, в Пермском Прикамье и в Кыновско-Пашийском районе (от 150 до 300 м).

Минимальные мощности (от 100 до 150 м), так же как в средне- и верхнефранское время, приурочены к зонам развития относительно глубоководных отложений. Объяснение этого факта было сделано выше в разделе о среднефранском времени.

Глава V

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ

Для выяснения общей картины геологической истории описываемой области в девонский период необходимо произвести общий анализ пространственного размещения фаций, чтобы установить основные закономерности, ход тектонических движений и связанных с ними трансгрессий и регрессий моря.

Отложение девонских осадков происходило между каледонской и варисцийской складчатостью, характеризуясь отсутствием крупных фаз складкообразования. Все толщи залегают согласно, без видимых угловых несогласий как в зоне складчатого Урала, образовавшегося в позднейшую революционную эпоху герцинского тектогенеза, так и в пологих структурах восточной части Русской платформы. Но это не означает, что в девоне происходило непрерывное осадконакопление и не было крупных тектонических движений. Последние имели характер волнообразных колебательных движений различной скорости и амплитуды и фиксировались в разрезе перерывами в осадконакоплении.

Наиболее крупные континентальные перерывы в девонский период для центральных областей Русской платформы, фиксирующиеся отсутствием осадков, отмечаются А. А. Бакировым [1951]: 1) в течение нижнедевонской эпохи; 2) в начале среднедевонской эпохи. Эти же перерывы, отвечающие нижнедевонской эпохе и эйфельскому веку, устанавливаются по отсутствию соответствующих осадков: верхнебавлинской свиты — в районах Удмуртии (западной); такатинских слоев — в правобережье р. Камы к северо-западу от г. Пермь, в Удмуртии и на Уфимском плато. Далее на восток вплоть до Урала, времени отложения верхнебавлинской свиты и такатинских слоев соответствовал континентальный режим осадконакопления названных выше терригенных толщ, и лишь в пределах современного западного склона Урала местами появляются морские осадки, образование которых происходило в заливах. Кроме этих перерывов, в девонском периоде нами отмечается крупный перерыв регионального значения, который имел место на границе среднего и верхнего девона и будет охарактеризован ниже.

Недостаточная изученность и неясность возраста бавлинской и ашинской свит не позволяют более подробно останавливаться на характеристике геологической истории в нижнедевонскую эпоху. Для средне- и верхнедевонской эпох представляется возможным выделить три основных геотектонических района, значительно отличающихся характером тектонических движений земной коры, обуславливающих различия фаций.

1. Геосинклинальная область развития уральских фаций, характеризующаяся выдержанными северо-северо-западными и меридиональными простираниями фациальных зон, близкими к простираниям современного западного склона Среднего Урала. Область эта совпадает с западным склоном Урала к югу и северу от Пашийско-Кыновского района.

2. Переходная область между Уральской геосинклиной и Русской платформой. Отличается наибольшей изменчивостью простираний фациальных зон, неоднократно меняющихся в течение средне- и верхнедевонской эпох от преимущественно северо-восточных к широтным и даже меридиональным, являясь в то же время зоной наибольшей фациальной изменчивости отложений, образования локальных поднятий и связанных с ними перерывов и размывов.

Эта зона располагается в основном к западу от границ современного складчатого Урала. В Пашийско-Кыновском районе она внедряется в пределы геосинклинальной зоны и, соединяясь с Краснокамско-Полазненским районом, образует в этом месте широтно ориентированную полосу.

3. Область восточного края Русской платформы. Простирания фациальных зон здесь имеют выдержанное северо-восточное направление. В этой зоне, в ее западной части, отсутствуют отложения нижнего девона, такатинских песчаников D_2^1 и карбонатные осадки, характерные для геосинклинальной области — остракодовые, кальцеоловые, афонинские и чеславские слои, а также осадки гониатитовых верхнедевонских отложений, столь характерные для геосинклинальной зоны (за исключением доманика, который развит в этой области). Эта область в основном ограничивается Удмуртией и северной частью Уфимского плато (табл. 9). В этой таблице приводятся основные отличия перечисленных палеотектонических районов по фациям, характеру и направлениям тектонических движений. Из нее видно, что каждая из вышеперечисленных областей имеет свои специфические особенности геологического развития как на отдельных его этапах, так и в целом.

Уральская геосинклинальная область характеризуется выдержанными северо-северо-западными простираниями, преобладанием в девонском периоде морского режима и непрерывного осадконакопления, за исключением отдельных участков, где существовали локальные поднятия на фоне общего погружения.

Таблица 9

Палеотектоническое районирование и распределение фаций девонских отложений изученной территории

| Возраст | Геосинклинальная область развития уральских фаций | Переходная область | Область восточного края Русской платформы |
|--|--|---|--|
| D ₁ | Карбонатные фации и терригенные полимиктовые фации большой мощности. Простираие фаций меридиональное | Терригенные полимиктовые фации уменьшаются по мощности к западу. Простираие фаций меридиональное | Отсутствие осадков |
| D ₂ ¹ | Карбонатные и терригенные песчано-глинистые прибрежно-морские фации. Простираие меридиональное | Терригенные существенно песчаные кварцевые толщи увеличенной мощности. Простираие широтное | Отсутствие осадков |
| D ₂ ² ₁ | Наибольшие мощности карбонатных отложений. Постепенный переход от эйфельских песчаников. Развитие остракодовых известняков вязовских слоев. Простираие северо-северо-западное | Сокращение мощности карбонатных толщ. Фациальное замещение вязовских слоев глинистыми отложениями. Развитие глинисто-карбонатных прибрежных фаций явненских и кальцеоловых слоев. Простираие северо-восточное | Отсутствие вязовских слоев в разрезе и соответствующий им перерыв в осадконакоплении. Замещение карбонатных пачек кальцеоловых и бийских слоев терригенными отложениями. Простираие северо-восточное |
| D ₂ ² ₂ | Развитие гониатитовых фаций битуминозных кремнисто-карбонатных афонинских слоев, песчано-глинистых боксито-держакх чусовских слоев и брахиоподовых карбонатных фаций чек-славских слоев. Простираие северо-северо-западное | Зона позднейшего предчусовского и предпашийского размыва. Простираие меридиональное | Отсутствие аналогов афонинских слоев. Фациальное замещение чусовских и чек-славских слоев терригенными песчано-глинистыми лагунно-морскими отложениями верхнеживетского подъяруса. Простираие северо-восточное |
| D _a ¹ | Морские глинисто-карбонатные и прибрежно-морские песчано-глинистые с известняками фации | Прибрежно-морские песчано-глинистые фации с бокситами и железными оолито- | Лагунно-морские и лагунно-континентальные песчано-глинистые фации. Про- |

Продолжение табл. 9

| Возраст | Геосинклинальная область развития уральских фаций | Переходная область | Область восточного края Русской платформы |
|------------------------------|--|---|--|
| D ₃ ¹ | ции. Перерыв незначительный. Простирается северо-северо-западное до меридионального | выми рудами. Простирание меридиональное. Перерыв перед отложениями и глубокий размыв живецких отложений | стирание северо-северо-восточное. Перерыв незначительный |
| D ₃ ¹² | Развитие глубоководных гониатитовых фаций отложений доманикового типа небольшой мощности. Простирание северо-северо-западное | Фациальное замещение доманиковых фаций мелководными карбонатными отложениями моря с повышенной соленостью, мощность увеличивается. Простирание широтное | Развитие смешанных гониатитовых и брахиоподовых фаций с повышенной битуминозностью, мощность небольшая. Простирание северо-восточное |
| D ₃ ¹³ | То же | То же | Развитие мощных рифогенных брахиоподовых фаций светлых известняков и доломитов. Простирание северо-восточное |
| D ₃ ² | » » | Развитие мощных мелководных карбонатных толщ с редкой фауной и известковыми водорослями. Простирание северо-восточное | |

Из этой области развивались все трансгрессии и ингрессии моря в сторону платформы.

Восточный край платформы отличается от Уральской геосинклинальной зоны характерными северо-восточными простираниями, значительным развитием мелководных морских и прибрежных терригенных фаций, малой мощностью живецких отложений и большой мощностью карбонатных толщ верхнего девона, по сравнению с уральскими, и наличием региональных перерывов в осадконакоплении.

Наиболее подвижной областью на изученной территории в девонское время являлась переходная область.

Рассмотрим характер тектонических движений и фаций в пределах указанных трех районов.

В эйфельский век в такатинское время, когда на Урале существовало открытое море, а платформа была областью денудации, ее восточный край был вовлечен в прогиб широтного простира-

ния, который пересекал переходную область в направлении от Пермского Прикамья к среднему течению р. Чусовой. К югу от него существовало Красноуфимское поднятие. В прогибе происходило накопление такатинских песчаников преимущественно в континентальных условиях. Этот прогиб, названный Краснокамско-Чусовским, по его расположению между Краснокамским и Чусовским районами, в такатинское время достигал меридиана г. Осы, а в последующее время еще более углубился на юго-запад вдоль р. Камы и тем самым обусловил северо-восточное простирание фаций.

В более поздний эйфельский век в вязовское время море не выходило за пределы западного склона Урала. Но в последующее кальцеоловое и бийское время произошла глубокая ингрессия в пределы платформы по Краснокамско-Чусовскому прогибу, захватившая восточную часть Удмуртии. Образовался глубокий Камский залив Уральского эйфельского моря, отвечающий максимальному развитию трансгрессии.

На Урале в это время шло накопление более или менее мощных карбонатных толщ (бийских известняков).

В начале живетского времени залива не было, что было обусловлено резким кратковременным поднятием восточного края платформы. Это поднятие компенсировалось одновременным опусканием дна моря на Урале и накоплением относительно глубоководных осадков афонинских слоев. Затем на Урале произошли резкие локальные подвижки, создавшие островной режим чусовского времени, а область бывшего залива снова начала погружаться; создались лагунные и прибрежно-морские условия на всей обширной территории Прикамья, от Перми до Пычаса, в результате чего на этой территории происходило накопление преимущественно песчано-глинистых осадков нижнеживетского подъяруса.

В конце среднего и начале верхнего девона произошло коренное изменение палеогеографической обстановки. После кратковременного и быстрого поднятия всей территории, в результате которого море ушло не только из пределов платформы в переходной области, но и из большей части геосинклинальной области (за исключением южной части Чусовского района), началась крупнейшая верхнедевонская трансгрессия, последовательно развивавшаяся с юго-юго-востока на северо-северо-запад.

В пашийское и кыновское время уральская геосинклинальная и переходная области были тесно связаны между собой общим меридиональным простиранением фациальных зон, преобладанием прибрежно-морских условий осадконакопления, появлением на границе зон особой бокситово-железородной фации Пашийского района.

Область денудации в это время отодвинулась дальше на запад и северо-запад в пределы платформы и, судя по резкому увеличению мощностей и количества песчаного материала в этом на-

правлении, представляла собой интенсивно размывающуюся сушу, сложенную кристаллическими породами и продуктами выветривания их. Об этом говорит также резкое увеличение содержания полевых шпатов в пашийских песчаниках Вожгал [Е. Н. Ларионова, 1949].

В пределах переходной области рельеф пашийской суши, на которую наступало море, не был ровным и несомненно был положительным, о чем говорит приведенная палеогеологическая карта предпашийской денудационной поверхности.

Главную роль в выравнивании рельефа и образовании этой предпашийской денудационной поверхности играла, вероятно, береговая абразия наступавшего пашийского моря. Если в среднедевонское время основными элементами, определявшими палеогеографию района, были открытое Уральское море, суша современного Уфимского плато и Краснокамско-Чусовской залив, то в последующую верхнедевонскую эпоху (после пашийского времени) вся территория становится областью открытого моря. Здесь уже главную роль в распределении фаций играли тектонические движения.

Главными из этих движений были:

1) для геосинклинальной области — постепенное погружение, не компенсируемое осадками, приведшее к накоплению битуминозных отложений доманикового типа небольшой мощности; простираание этих фаций — северо-северо-западное;

2) для переходной области — образование крупного подводного Краснокамско-Пашийского поднятия широтного простираания, образовавшегося в саргаевское время и внедрившегося своим восточным окончанием в уральскую геосинклинальную зону; в пределах этого поднятия до конца верхнедевонской эпохи происходило накопление мощных карбонатных мелководных отложений, компенсируемое равномерным прогибанием дна бассейна, сменившим кратковременное воздымание;

3) для платформы — постепенное погружение всей территории, характер погружения отличался от уральского северо-восточным направлением простирааний и наибольшим углублением моря в среднефранское время, когда гонимитовые осадки распространились с Урала и, возможно, Тимана на всю территорию Второго Баку; затем они сменились снова мелководными верхнефранскими и фаменскими карбонатными отложениями большой мощности, благодаря обмелению моря и последующему равномерному погружению всей территории, компенсируемому осадконакоплением.

В южной части описываемой территории, совпадающей с расположением среднедевонской Красноуфимской возвышенности, конец среднефранского времени ознаменовался резким поднятием дна моря, в результате которого нижнефранские и среднефранские отложения в районе Пудлингов были уничтожены. Этот участок размыва, очевидно, является северным окончанием острова,

намеченного С. М. Домрачевым в районе хр. Каратау и продолжающегося через Тастубу (В. Н. Тихий, 1957 г.) к Пудлингам, т. е. вдоль оси Уфимского плато.

К началу верхнефранского времени весь этот участок снова погрузился ниже уровня моря.

Интересно отметить, что к концу верхнефранской эпохи и началу фаменского века переходная область уже сливается в единое целое с областью Русской платформы, испытывая одинаковые с ней тектонические движения, что обусловило близкое сходство их фаций. Уральские гониатитовые фации уже целиком исчезали отсюда, и, наоборот, платформенные фации проникают в пределы Уральской геосинклинальной зоны, сокращая площадь развития гониатитовых битуминозных толщ губахинской свиты.

ЛИТЕРАТУРА

- Бакиров А. А. Главнейшие черты геотектонического развития внутренней части Русской платформы. Гостеолиздат, ВНИИГаз, 1951.
- Батурин В. П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. Изд-во АН СССР, 1947.
- Блохин А. А. Новые данные о геологическом строении Южного Урала. Бюллетень Московского об-ва испытателей природы. Отдел геологии, т. 101, 1932.
- Гедройц Н. А. и Софроницкий П. А. О нефтеносности Кизеловского района, 1941.
- Георги И. Т. Bemerkungen einer Reise im Russischen Reich in den Jahren 1772, 1773 und 1774 (1772—1774).
- Горский И. И. Угленосные отложения западного склона Урала. (Сборник статей.) Гос. научно-техн. геол.-разв. изд-во, 1932.
- Горский И. И. Чусовая — Соликамск. Путеводитель. Междунар. XVII геол. конгресса, пермская экскурсия, северный маршрут. 1937.
- Девон Русской платформы. (Сборник докладов.) Гостоптехиздат, 1953.
- Домрачев С. М., Мелещенко В. С., Чочиа Н. Г. Стратиграфия девонских отложений западного склона Урала в пределах Уфимского амфитеатра и Кара-Тау. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1948.
- Домрачев С. М. Девон хребта Кара-Тау и прилегающих районов Южного Урала. Труды ВНИГРИ, нов. сер., вып. 61, 1952.
- Домрачев С. М. Девон Западного склона Среднего и Южного Урала. Сб. «Девон Русской платформы», Гостоптехиздат, 1953.
- Карпинский А. Н. Геологическое строение Русской платформы, 1951.
- Краснопольский А. А. Краткий очерк геологического строения Кыновской дачи на Урале. Изв. Геол. комитета, т. VI, 1887.
- Краснопольский А. А. Общая геологическая карта России, лист 126. Труды Геол. комитета, т. XI, № 1 и 2, 1889.
- Ларионова Е. Н. Девонские и силурийские отложения Краснокамско-Полазненской антиклинали. Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1949.
- Ларионова Е. Н. и Петренева Н. И. Стратиграфия девона и додевонских отложений Молотовского Прикамья и Удмуртской АССР. Сб. «Девон Русской платформы», Гостоптехиздат, 1953.
- Марков К. В. Оолитовые красные железняки на западном склоне Урала. Зап. С-Петербургского минералогического об-ва, 2 серия, часть 45, 1907.
- Марков К. В. Условия залегания оолитовых красных железняков на западном склоне Урала. Изв. Геол. комитета, т. XIV, № 8, 1926.
- Марковский В. П. Очерк стратиграфии девонских отложений западного склона Среднего и Южного Урала. Матер. Всесоюз. научно-исслед. геол. ин-та, сб. 8, 1948.
- Меллер В. Геологическое описание Илимской и Уткинской казенных дач на Урале. Зап. Имп. минералогического об-ва, серии II, ч. XI, 1876.

Микрюков М. Ф. и Тимергазин К. Р. Новые данные по стратиграфии и литологии терригенных отложений девона Бавлинско-Туймазинского нефтяного района. «Нефтяное хозяйство», № 9, Гостоптехиздат, 1948.

Мурчисон Р. И. «The geology of Russia in Europa and the Ural Mountains, 1845.

Наливкин Д. В. Отчет о состоянии и деятельности Геолкома в 1924 г. Изв. Геол. комитета, т. 44, 1925.

Наливкин Д. В. О геологическом строении Южного Урала. Зап. Горн. ин-та, № 7, вып. 1, 1926.

Наливкин Д. В. Об условиях образования «древних» немых толщ западного склона Южного Урала. Изв. ВГРО, т. 50, вып. 70, 1931.

Наливкин Д. В. Учение о фациях. 2 изд. Л. — М., 1933.

Наливкин Д. В. Геологическая история Урала. Свердловск, совет по научно-техн. пропаганде, ГИЗ, 1943.

Нейман-Пермякова О. Ф. К вопросу о силурийских и девонских отложениях западного склона Среднего Урала. Свердловск, Горн. ин-т, научно-исследовательский сектор, труды и материалы, вып. V, 1940.

Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород. Гостоптехиздат, Москва, 1940.

Решения Всесоюзного совещания по выработке унифицированной схемы стратиграфии девонских и додевонских отложений Русской платформы и западного склона Урала, состоявшегося во ВНИГРИ 25 февраля — 3 марта 1951 г. Гостоптехиздат, 1951.

Соколов Б. С. Табуляты палеозоя Европейской части СССР (часть IV). Гостоптехиздат, 1952.

Соколова Н. Н. Петрография девонских отложений Молотовского Приуралья и палеогеография времени их образования. Изд-во АН СССР, 1952.

Соколова Н. Н. и Гмид Л. П. Петрографо-минералогические исследования девонских отложений в Молотовском, Кизеловско-Косвинском и Чусовском районах. Труды Ин-та нефти АН СССР, № 1, 1949.

Страхов Н. М. Доманиковая фация Южного Урала. Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. XVI, геол. серия, № 6, 1939.

Спаский Н. Я. Кораллы Rugosa и их значение для стратиграфии среднего девона западного склона Урала. Гостоптехиздат, 1955.

Тихий В. Н. Волго-Уральская нефтеносная область. Девонские отложения. Гостоптехиздат, 1957.

Фредерикс Г., Кузнецов Е. А., Круглов М. Геологическая карта Урала 1 : 200 000, лист 0—40—XII. Госгеолиздат, 1933.

Чернышев Ф. Н. Фауна нижнего девона западного склона Урала. Труды Геол. комитета, т. III, № 1, 1885.

Чернышев Ф. Н. Фауна среднего и верхнего девона западного склона Урала. Труды Геол. комитета, т. III, № 3, 1887.

Чернышев Ф. Н. Общая геологическая карта России. Лист 139. Труды Геол. комитета, т. III, № 4, 1889.

Чочиа Н. Г. Геологическое строение Колво-Вишерского края. Гостоптехиздат, 1955.

Штрейс Н. А. Стратиграфия и тектоника зеленокаменной полосы Среднего Урала. Тектоника СССР, том III, Изд-во АН СССР, Москва, 1951.

Штукенберг А. Общая геологическая карта России. Лист 138. Труды Геол. комитета, т. IV, № 2, 1890.

Эйнор О. П. Геологическая карта Урала масштаба 1 : 50000. Бассейн р. Чусовой. Труды Уральского геол. управл., 1940.

| ОГЛАВЛЕНИЕ | | Стр. |
|--|--|------|
| Введение | | 3 |
| Глава I. История исследований девонских отложений | | 7 |
| Глава II. Стратиграфия девонских отложений | | 13 |
| Глава III. Петрографическая характеристика терригенных слоев . | | 56 |
| Глава IV. Фации и палеогеография девонского периода | | 76 |
| Глава V. Основные этапы геологической истории | | 118 |
| Литература | | 125 |
| Приложения 1—18 | | |

Вера Борисовна Цырлина

Дельтовые отложения бассейна реки Чусовой,
Пермского Прикамья и Уфимского плато

Редактор *М. В. Куликса*

Ведущий редактор *И. Н. Ионина*

Технический редактор *И. М. Геннадьева*

Корректоры: *Л. Я. Кузнецова* и *Л. Е. Вяземская*

Сдано в набор 21/IV 1958 г.

Подписано к печати 15/VIII 1958 г.

Формат бум. 60 × 921/16. Печ. л. 8+18 вкл. л. 13,75.

Уч.-изд. л. 11,67. Тираж 1000 экз. Индекс 11—5—4.
М-36425.

Гостехиздат.

(Ленинградское отделение). Ленинград,

Невский проспект, 28.

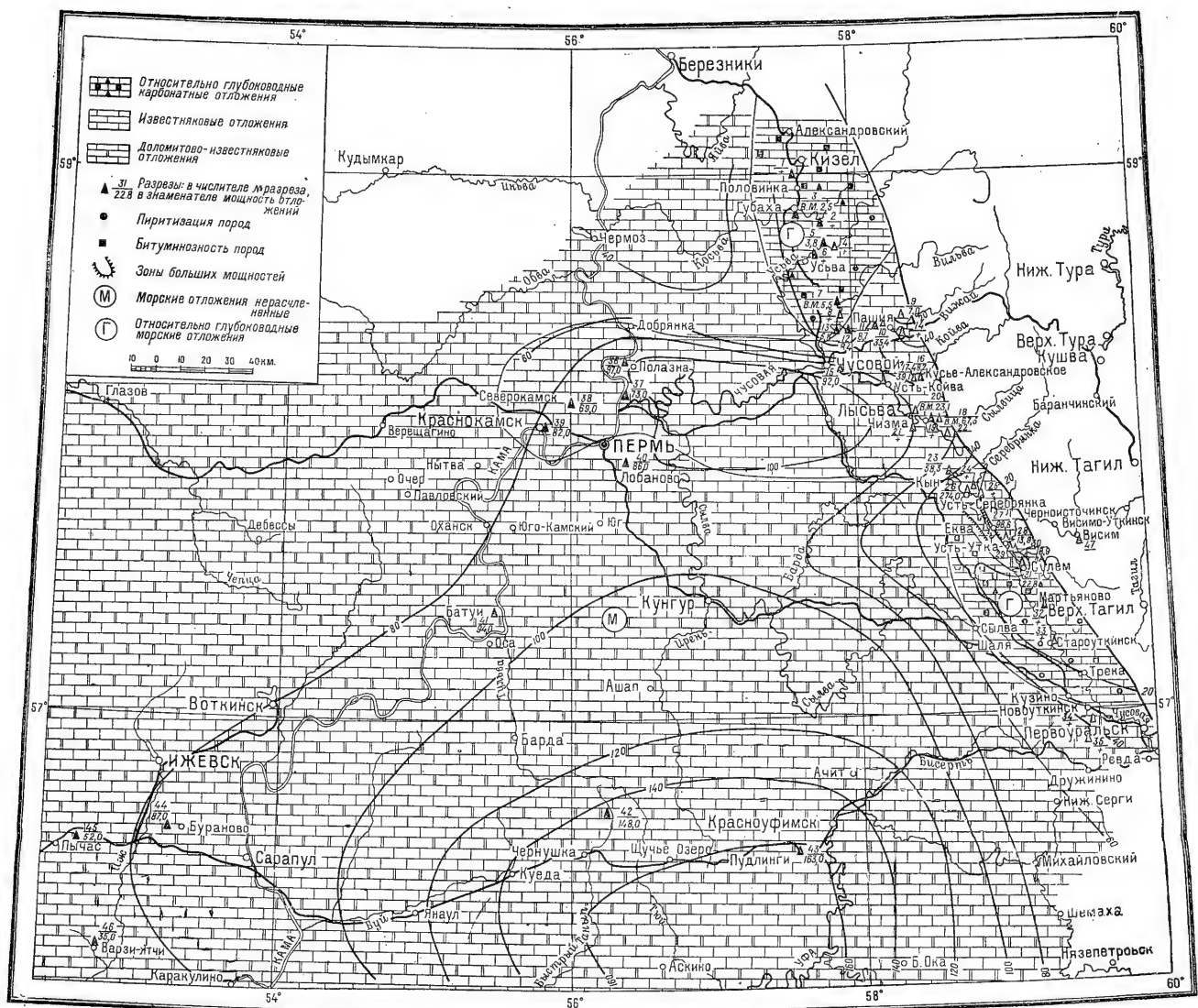
Издательский № 10207. Заказ № 383.

Типография «Красный Печатник».

Ленинград, Московский проспект, 31.

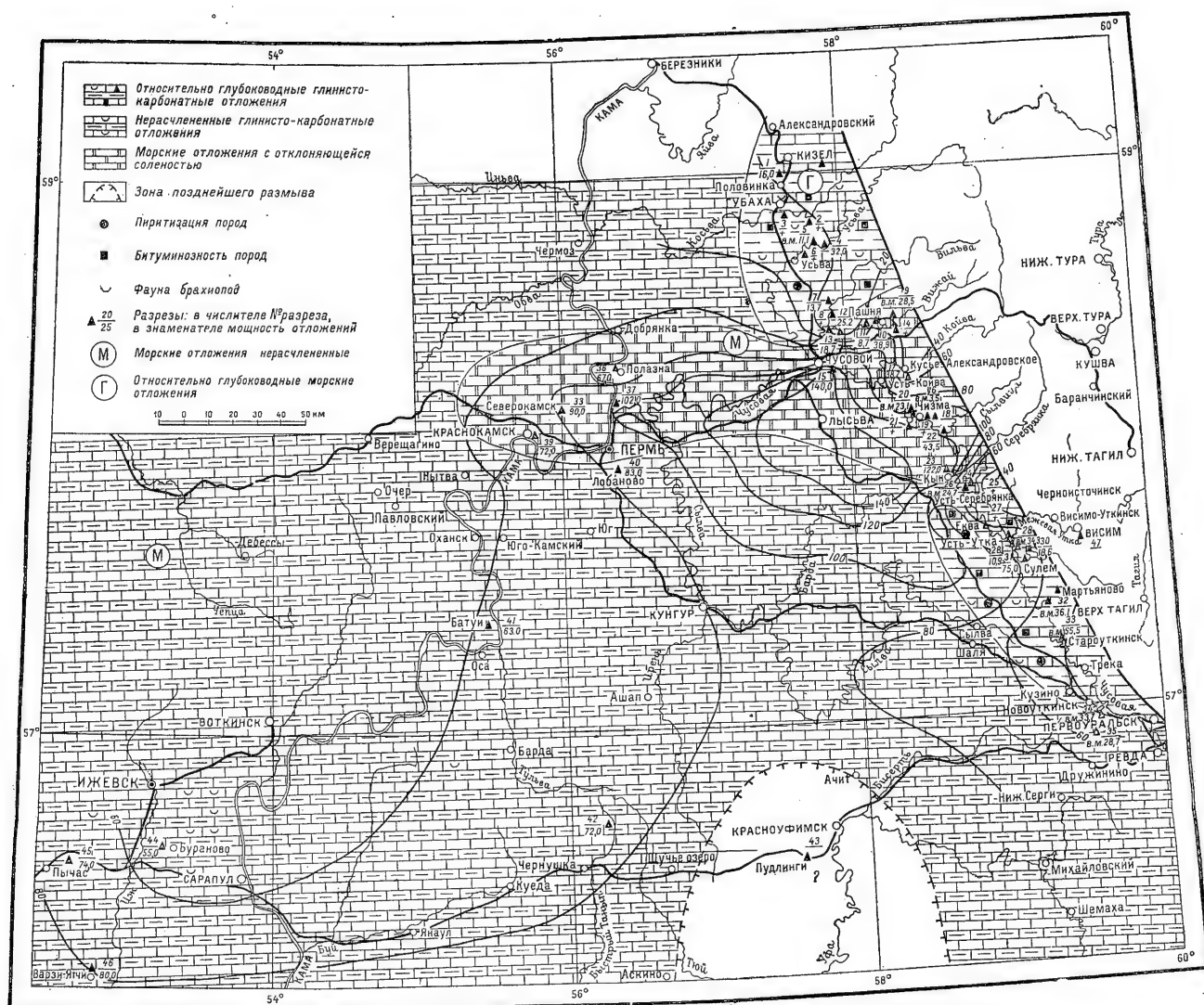
Цена 10 р. 20 к.

В. Б. Цырлина.



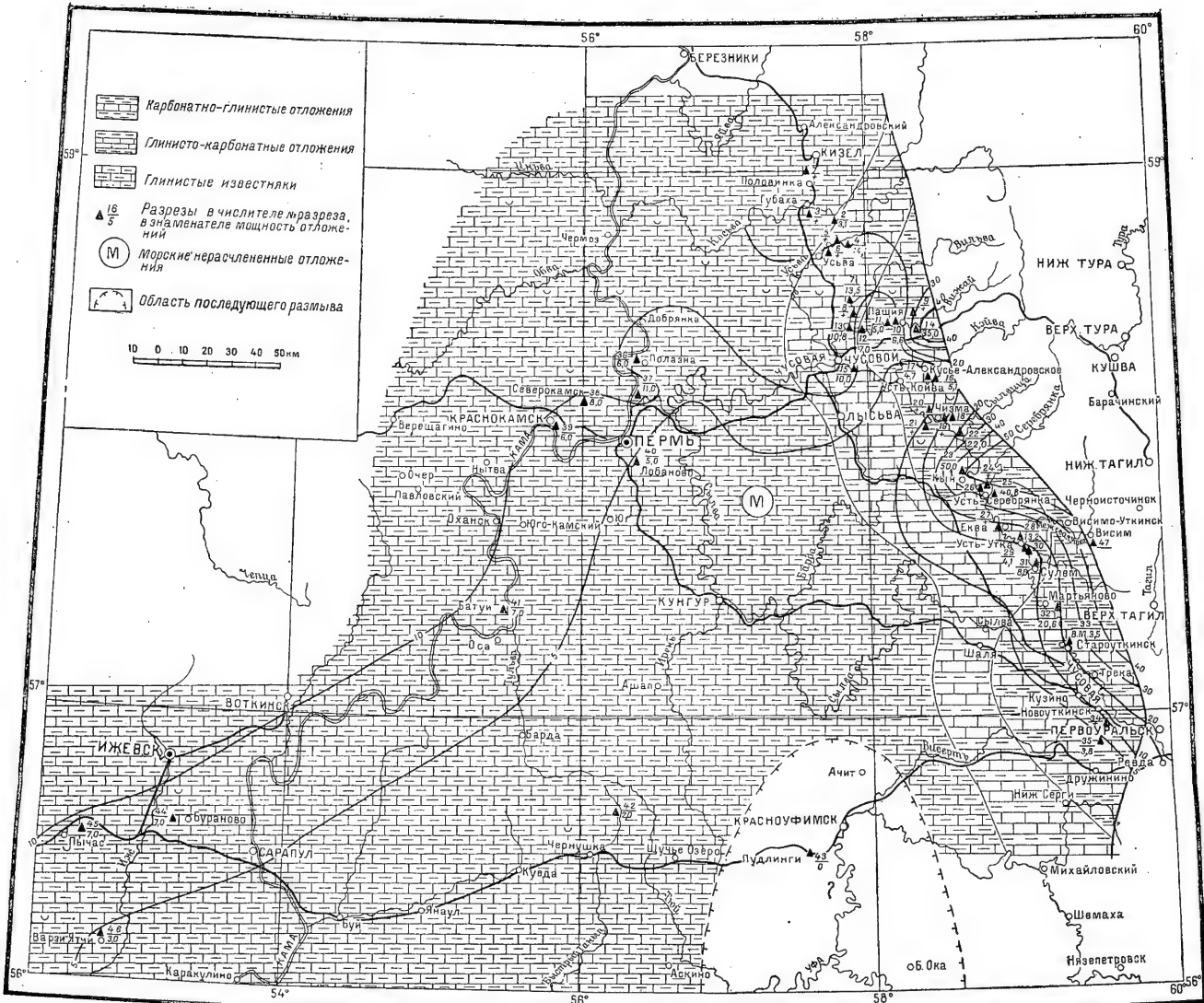
Фиг. 17. Литолого-фацциальная карта верхнепермского подъяруса бассейна р. Чусовой и Прикамья.

В. Б. Цыплин

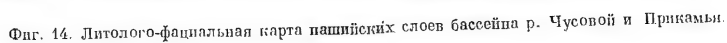


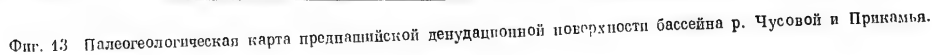
Фиг. 16. Литолого-фацциальная карта среднефранского подъяруса бассейна р. Чусовой и Прикамья.

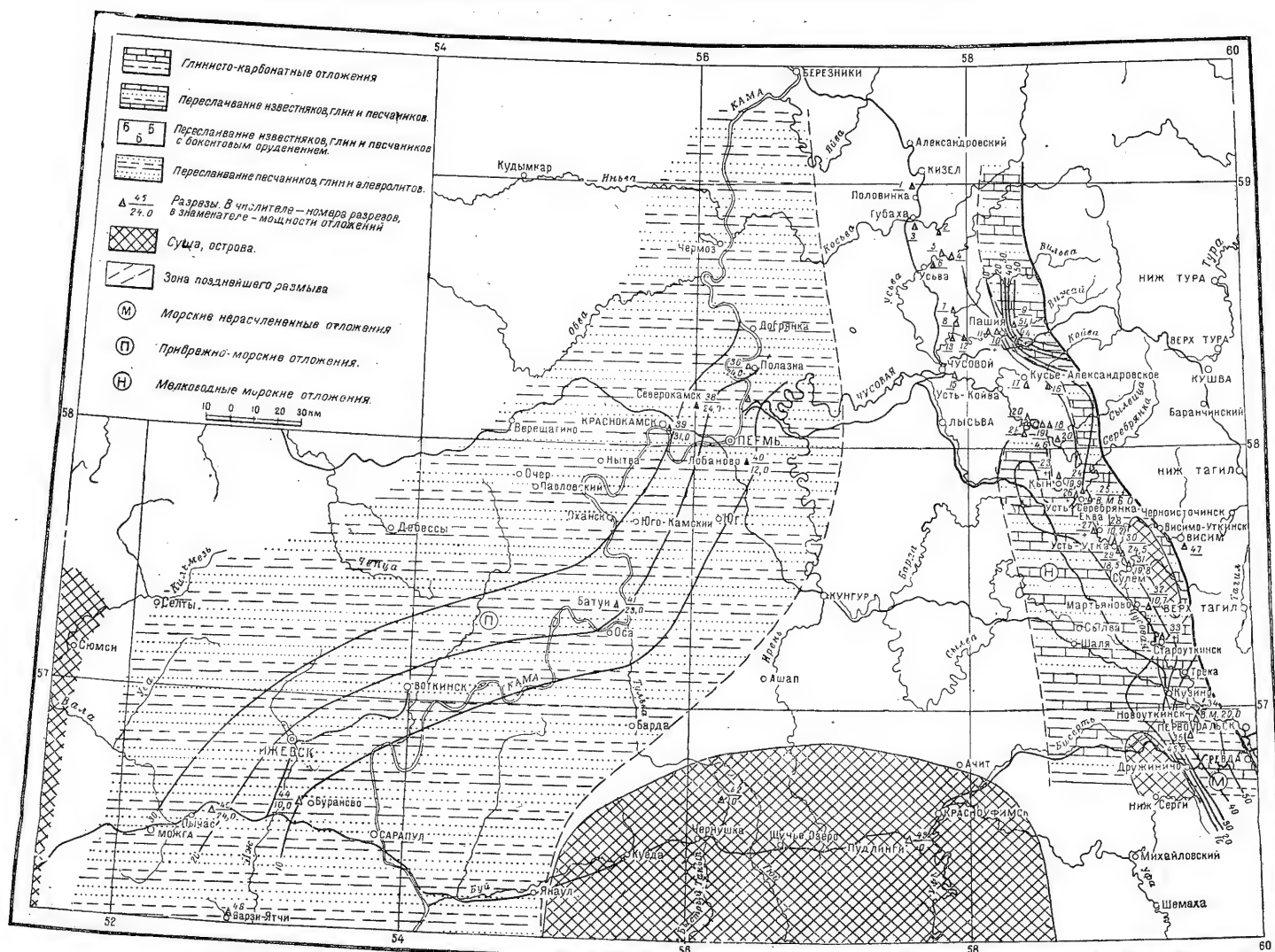
В. Б. Цырлина.



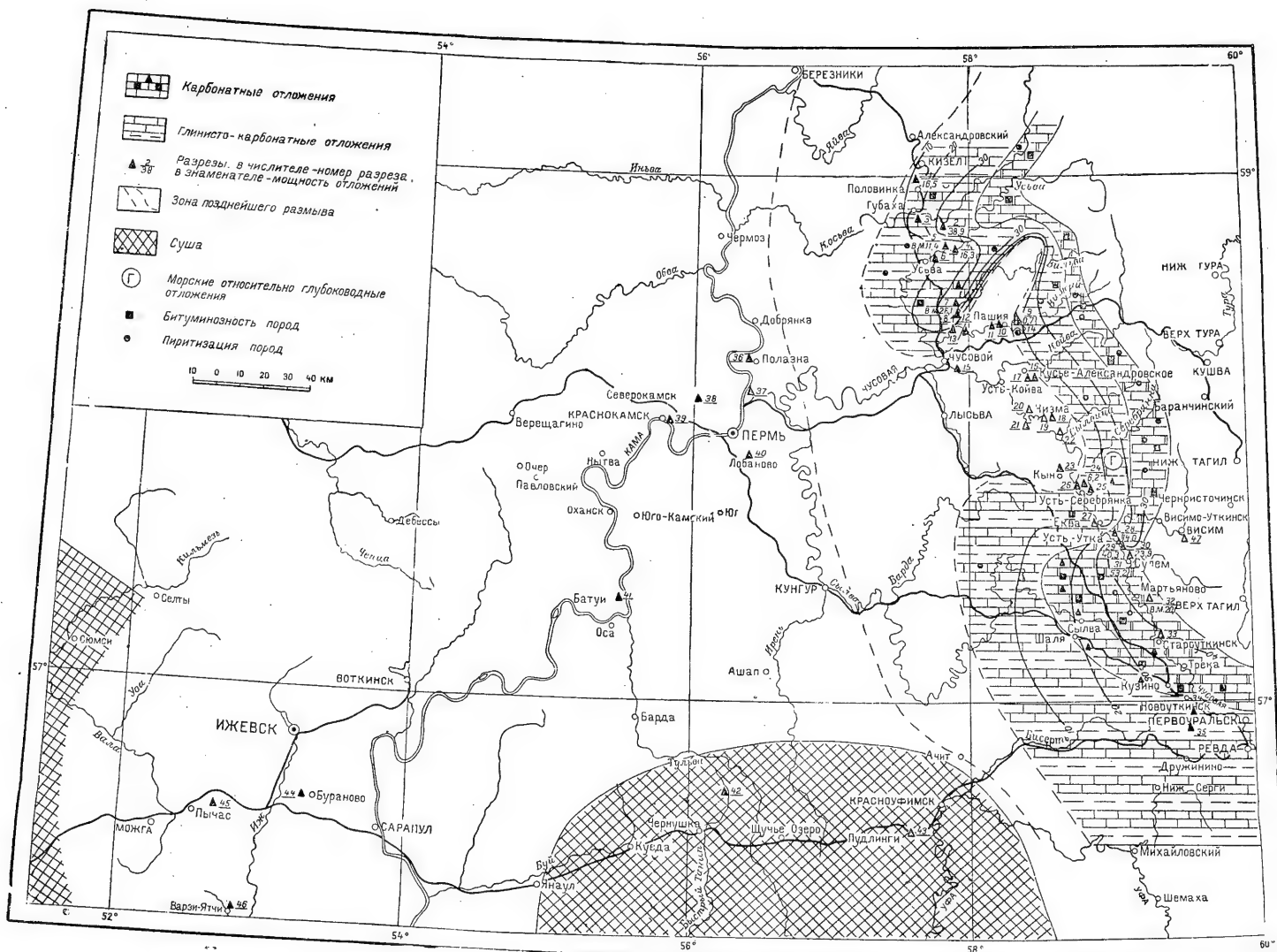
Фиг. 15. Литолого-фациальная карта кыновских слоев бассейна р. Чусовой и Прикамья.



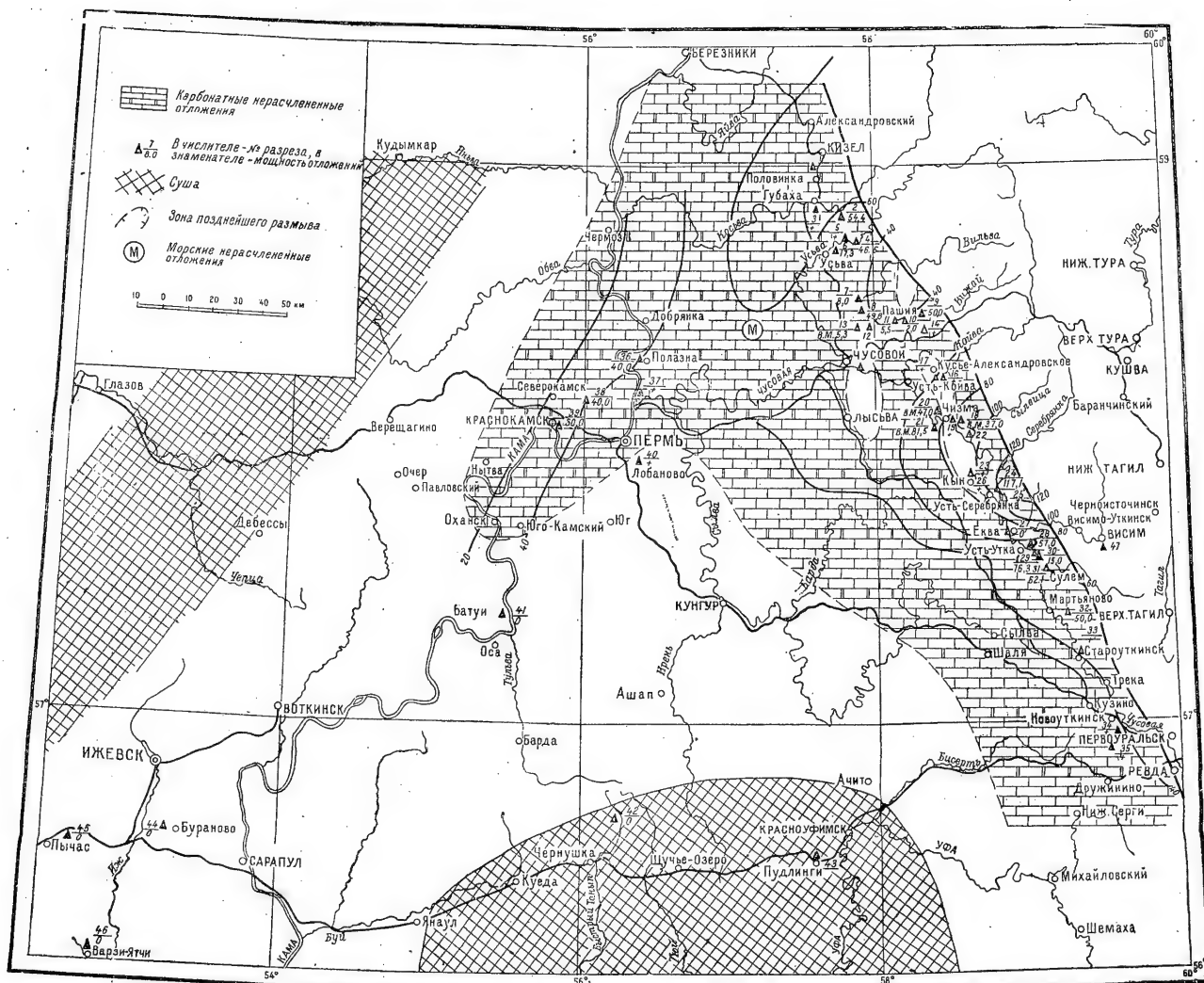




Фиг. 12. Литолого-фацциальная карта чусовских и чеславских слоев бассейна р. Чусовой в Прикамья.



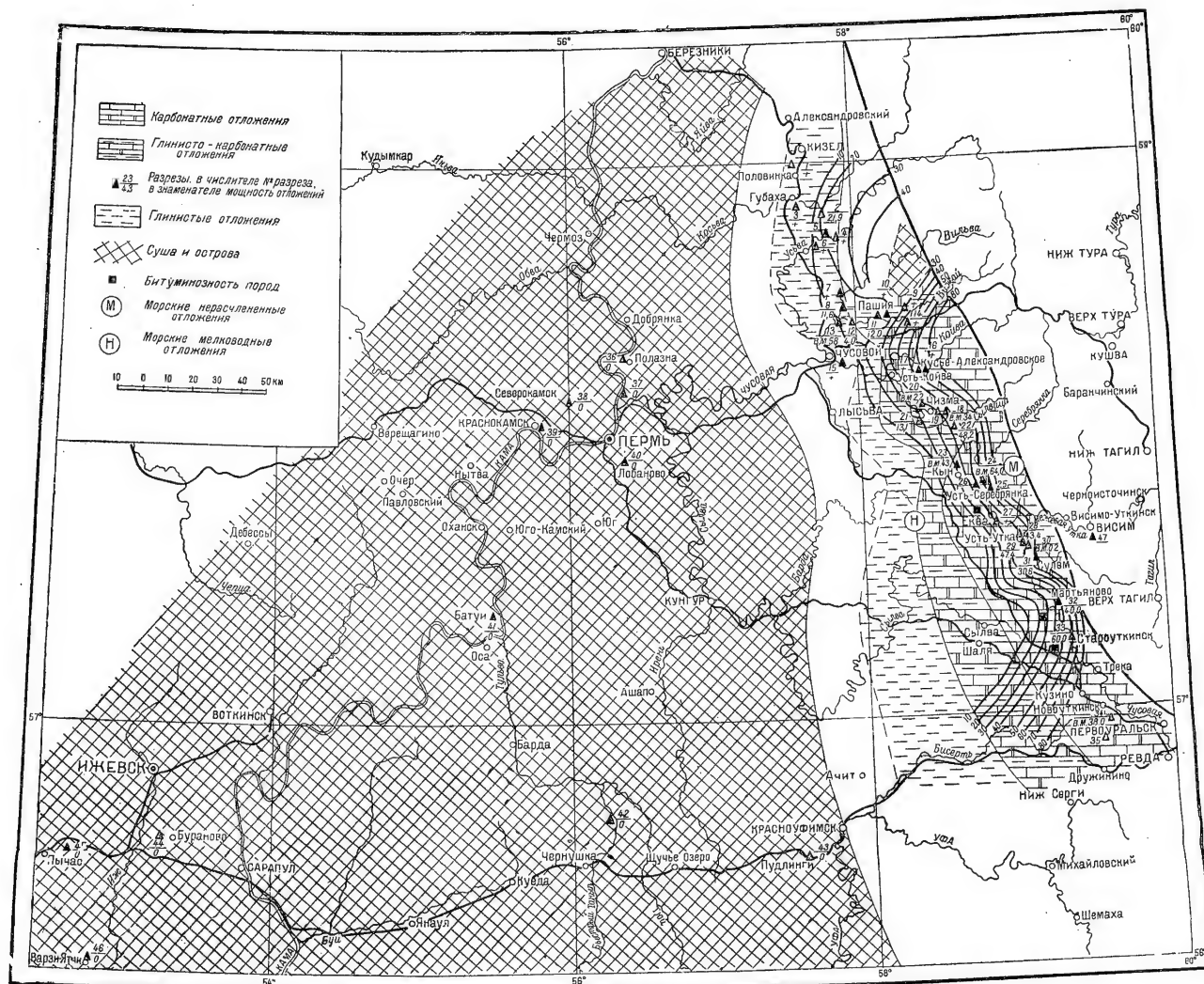
Фиг. 11. Литолого-фациальная карта афонинских слоев бассейна р. Чусовой и Прикамья.



Фиг. 10. Литолого-фацциальная карта бийских слоев бассейна р. Чусовой и Прикамья.

В. Б. Цырниа.

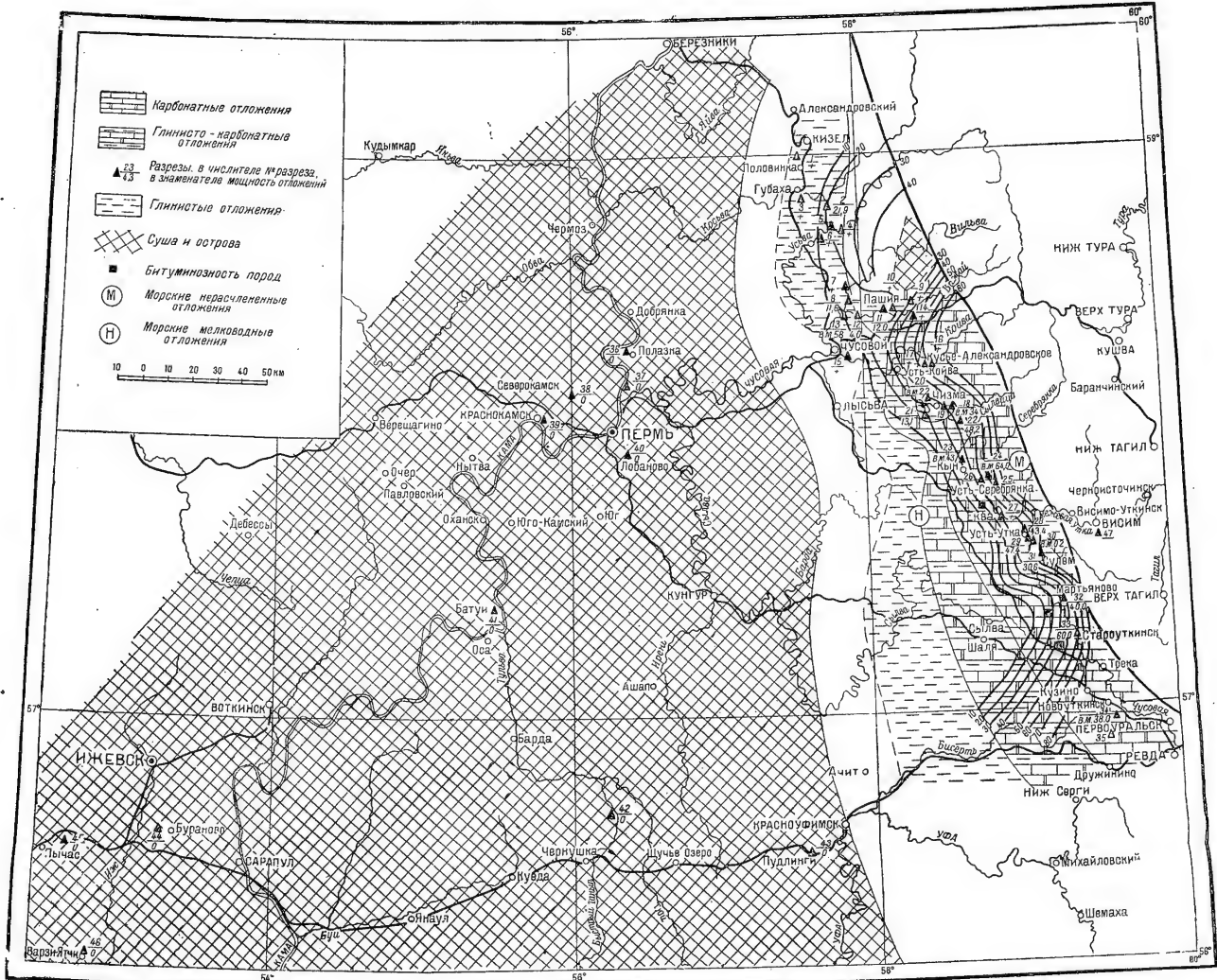
Sanitized Copy Approved for Release 2010/05/17 : CIA-RDP80T00246A047400170001-7



Фиг. 8. Литолого-фациальная карта вязовских слоев бассейна реки Чусовой и Прикамья.

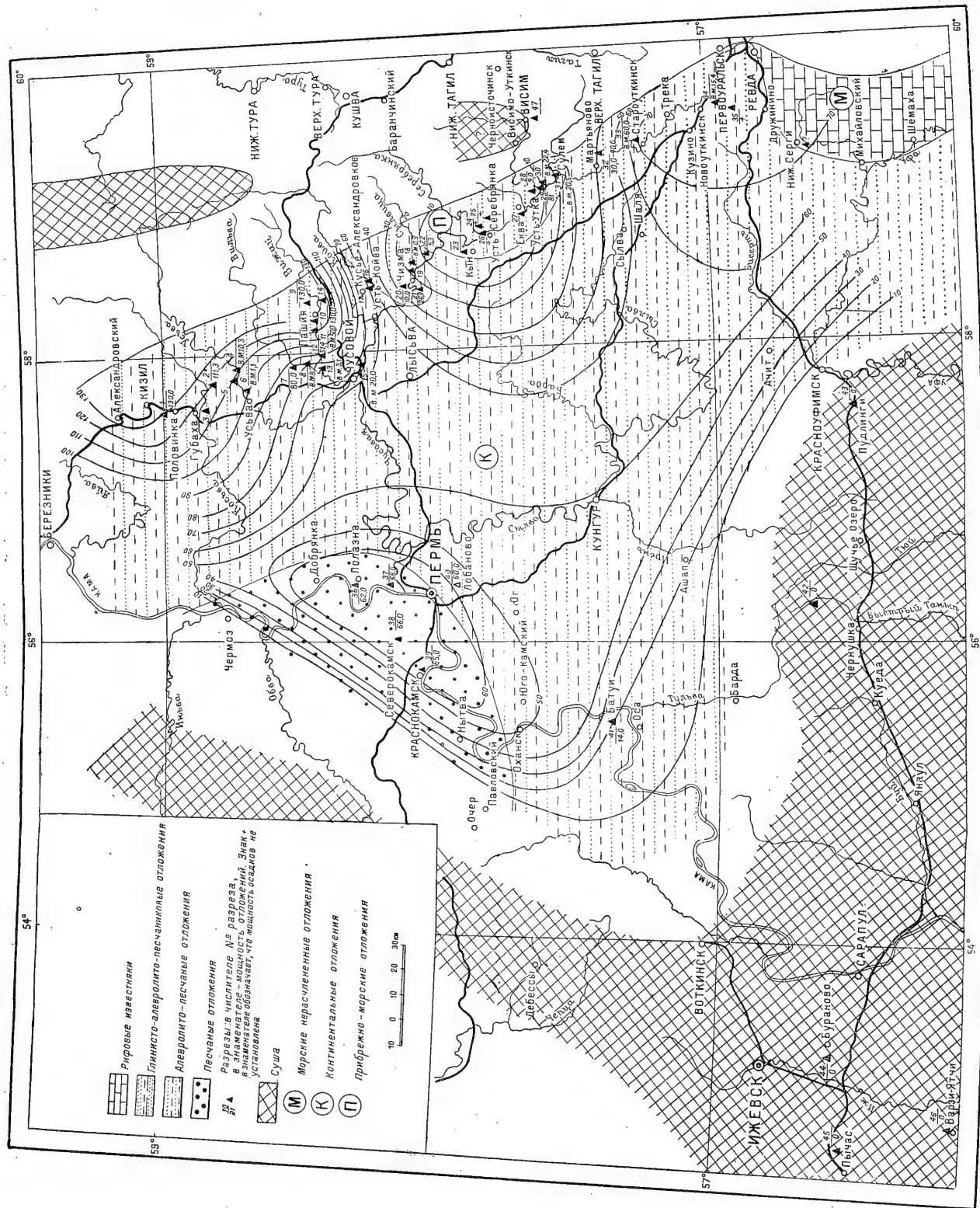
В. Б. Цырина.

Sanitized Copy Approved for Release 2010/05/17 : CIA-RDP80T00246A047400170001-7



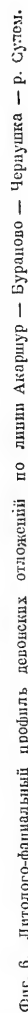
Фиг. 8. Литолого-фациальная карта вязовских слоев бассейна реки Чусовой и Прикамья.

В. Б. Цырлина.

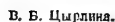


Фиг. 7. Литологическая карта такатических слоев бассейна р. Чусовой и Прикамья.

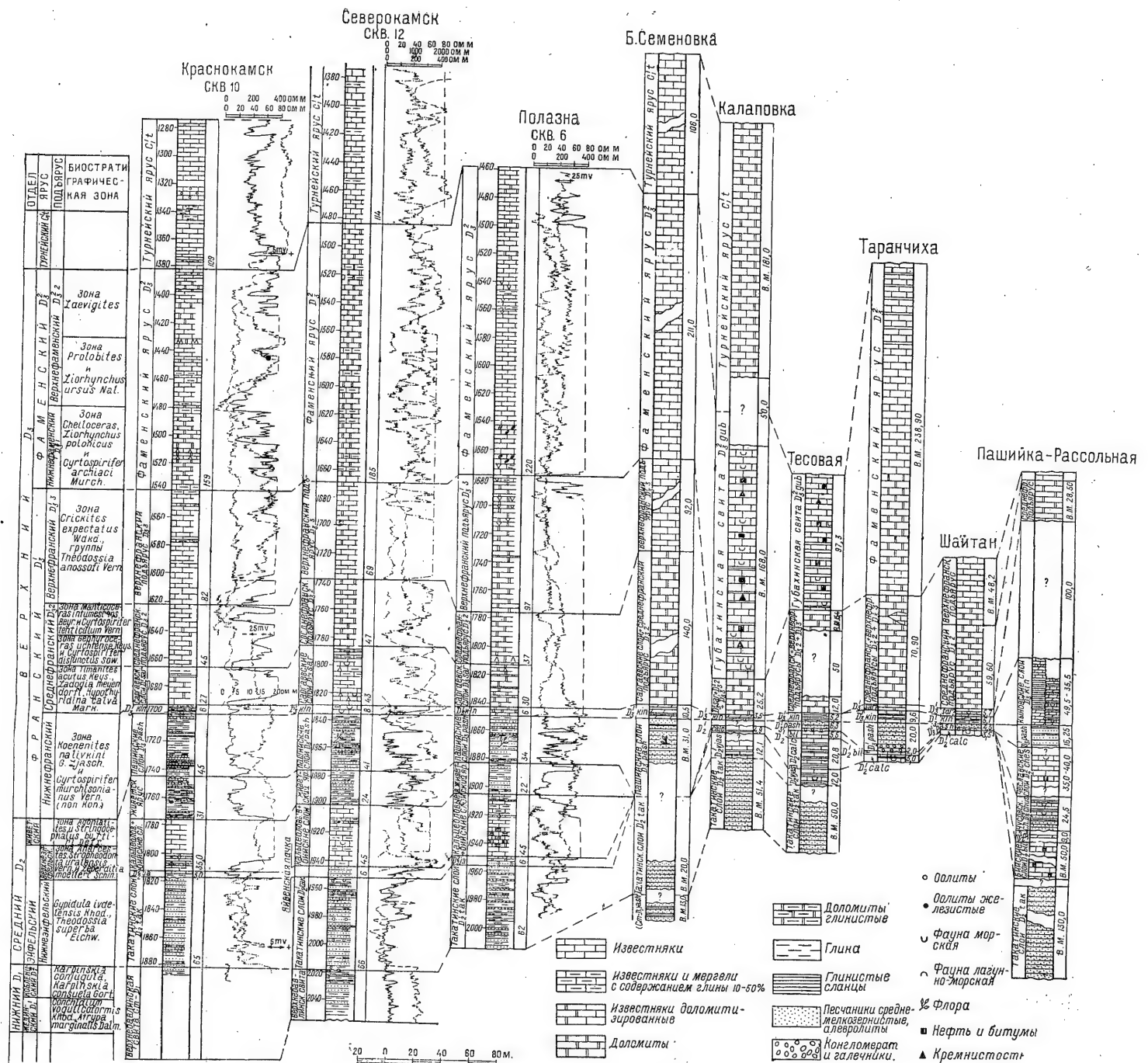
В. Б. Царьков.



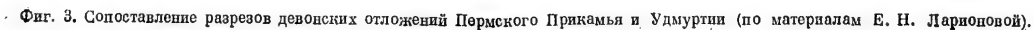
В. Б. Ширшова.



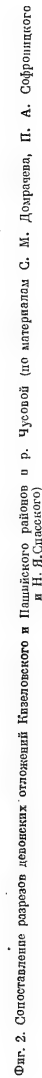
Фиг. 5. Сопоставление разрезов девонских отложений бассейна р. Чусовой, Уфимского плато и Удмуртии.



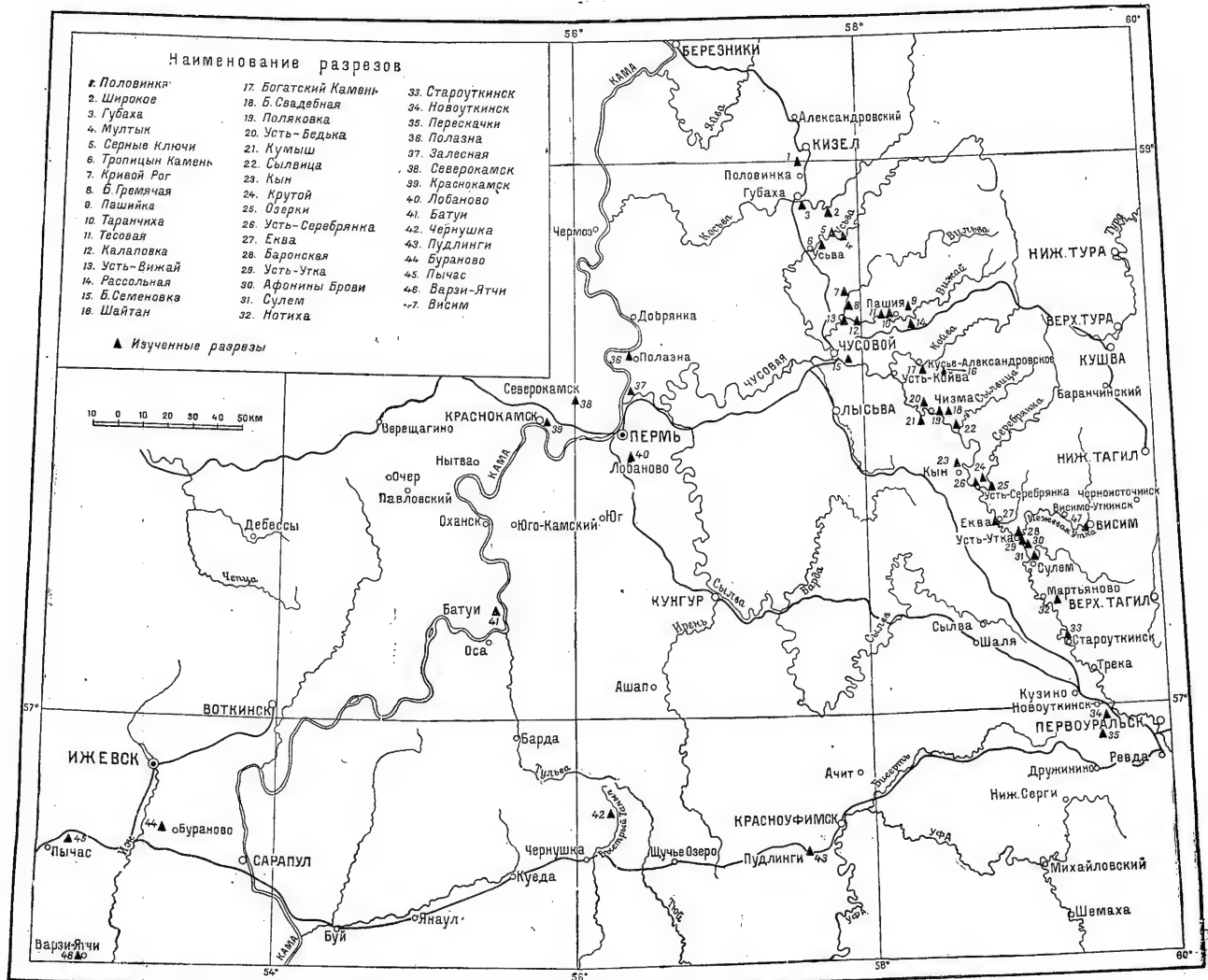
Фиг. 4. Сопоставление разрезов девонских отложений Пашийского района бассейна р. Чусовой и Пермского Прикамья (по материалам С. М. Домрачева и Е. Н. Ларионовой).



В. Б. Цырлина.



B. B. ИВАНОВА.



Фиг. 1. Обзорная карта изученного района.
 Разрезы под № 15, 22, 24—26, 31, 33, 42—47 полностью изучены автором.
 Разрезы под № 18—21, 27—30, 32, 34 и 35 изучены по сборам других исследователей.
 Разрезы под № 1—14, 16, 17 и 40 обработаны автором петрографически.
 Разрезы под № 36—39 и 41 приведены по данным литературных материалов.

В. Б. Цырлина.

В.С.МАЛЯВКИНА

СПОРЫ И ПЫЛЬЦА
НИЖНЕГО МЕЛА
ВОСТОЧНО-ГОБИЙСКОЙ
ДЕПРЕССИИ

STAT

Page Denied

ТРУДЫ
ВСЕСОЮЗНОГО НЕФТЯНОГО НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНОГО ИНСТИТУТА (ВНИГРИ)

Выпуск 119

В. С. МАЛЯВКИНА

СПОРЫ И ПЫЛЬЦА
НИЖНЕГО МЕЛА
ВОСТОЧНО-ГОБИЙСКОЙ
ДЕПРЕССИИ



ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
НЕФТЯНОЙ И ГОРНО-ТОПЛИВНОЙ ЛИТЕРАТУРЫ
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Ленинград · 1958

11—5—4

В книге охарактеризованы спорово-пыльцевые комплексы мощных, отложенных нижнего отдела меловой системы на территории Восточно-Гобийской депрессии МНР и дано подробное описание более 100 видов и подвидов пыльцевых зерен и спор.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

ВВЕДЕНИЕ

Для изучения спорово-пыльцевых остатков из меловых отложений Монгольской Народной Республики были использованы коллекции керн 32 скважин (около 700 образцов), собранные геологами ВНИГРИ (С. Ш. Леви, Е. А. Дряхловой, И. Е. Туричевым) и треста № 54 (Л. И. Галеевой и другими исследователями), в течение ряда лет производившими работы на территории МНР. Геологическими исследованиями был охвачен участок южнее Улан-Батора в районе г. Сайн-Шанда (ряд пунктов: Дзунбаин, Барун-Баин и др.), примерно в радиусе 100 км к северу и к юго-востоку от этого пункта. Эта территория находится в пределах бессточного бассейна Центральной Азии и располагается южнее бассейна р. Керулен, отделяясь от последнего большим водоразделом. Она представляет собой впадину, разбивающуюся на ряд более мелких понижений с общим направлением к центру котловины. Дно впадины занято солончаками, takyрами, песчаными участками с зарослями саксаула, засоленными низинами и мелкосопочниками; пологие склоны покрыты травянистой растительностью из чередующихся участков ковыльковой, пижмово-ковыльковой, луково-ковыльковой или солянково-ковыльковой степи. Несколько севернее г. Сайн-Шанда на широте Мандал-Гоби, по Э. М. Мурзаеву, начинается зона ковыльных, полынно-ковыльных и змеевиком-ковыльных степей. Далее к северу, в окрестностях Улан-Батора, располагается следующая зона лиственных осветленных лесов с обильным травяным покровом в комплексе с участками горной степи и, наконец, кедровые и кедрово-лиственные леса и выше их — зона альпийских лугов.¹

Характер распределения современной растительности Восточно-Гобийской депрессии, рельеф и орографическая система последней представляют интерес для расшифровки условий, существовавших на этой территории в течение мелового периода.

Характерным для позднемеловой эпохи геологи считают озерно-речной ландшафт. На территории Гоби в меловом периоде имелась целая серия сточных озер речного происхождения, располагавшихся в длинных впадинах, разделенных внутридолин-

¹ Зона настоящей щебнистой пустыни в МНР захватывает лишь самую южную окраину Республики.

ными водоразделами. Такое строение орографической сети объясняется развитием в мезозое частичных поднятий в границах крупных речных бассейнов.

Растительность нагорий, окружавших с севера центральные части Монголии, имела, по данным спорово-пыльцевых исследований, много общего (по систематическому составу) с той растительностью, которая сейчас распространена в субтропиках Восточной Азии на уровне 42—52 параллелей. Климат конца мелового периода был заведомо аридный. Начало этой аридизации, по-видимому, имело место уже в раннем мелу. То же можно сказать и относительно форм рельефа.

Данные изучения ископаемых остатков фауны и флоры Монголии — пресноводных моллюсков, остракод, крупных растительных остатков, мегаспор, спор и пыльцы высших наземных растений, а также остатков водорослей и грибов — свидетельствуют о существовавшем здесь в раннемеловое время озерном режиме, результатом развития которого явился своеобразный ландшафт, состоявший из озерных котловин и протоков, разделенных межкотловинными водоразделами, покрытыми степной и полустепной растительностью. Горные цепи с их хвойными лесами и лианами-папоротниками семейства *Schizaeaceae* в далеком геологическом прошлом располагались дальше к северу от исследованной территории Гоби. По мнению И. Е. Турищева, Монголия уже с конца палеозоя или с начала мезозоя является ареной проявления фазы континентального развития. Мезозойский рельеф территории МНР неоднократно подвергался денудации, новому подъему и расчленению в связи с проявлением горообразовательных и эрозионных процессов, но не был уничтожен целиком. Следы мезозойских долин, так называемые «мертвые долины», прослеживаются в Монголии и сейчас. Они имеют непосредственную связь с такими же мертвыми долинами Забайкалья и входят в общую орографическую сеть мелового и третичного времени.

Согласно Э. М. Мурзаеву и В. А. Обручеву, механический состав горных пород гобийских отложений говорит о том, что рельеф южной части Монголии в третичное время отличался от современного отсутствием высокогорных сооружений; страна имела холмисто-увалистый или среднегорный рельеф. Высокие горные цепи, остатки которых еще сохранились в раннем мелу, в эпоху позднего мела перестали существовать, и с ними пропала и более богатая растительность, свойственная (здесь, в условиях озерного режима) высокогорным поднятиям как собирателям влаги. В позднемеловой эпохе и в третичном периоде происходило выравнивание территории и, вместе с тем, более широкое распространение аридно-озерных форм ландшафта и соответствующей растительности.

В осадочных горных породах Южной Гоби, датировать которые точнее, чем низы третичных — верхи верхнемеловых отложений, не оказалось возможным, была обнаружена мелкая пыльца хвойных без воздушных мешков сем. Cupressaceae. Определение родов и видов этого семейства вообще очень затруднительно из-за незначительных отличительных признаков пыльцевых зерен; однако можно предположить, что пыльца эта принадлежала можжевельнику. Один из видов можжевельника *Juniperus Sabina* растет и в настоящее время по возвышенным долинам Альп, Пиринеев, по горам средней и южной Европы, на Кавказе, в Северной Азии и в Северной Америке. Возможно, что в третичном и позднемеловом периоде происходило такое же повсеместное расселение древних видов этих хвойных, следы которых мы находим в случайно сохранившейся пыльце. В этих же отложениях изредка встречаются также плохой сохранности споры птеридофитов и грибные гифы. В позднемеловое время простиравшиеся на севере Монголии горные кряжи и находившееся к югу от них мелководное озеро,¹ по-видимому, вследствие все продолжавшегося подъема континента, сопровождавшегося разрушением (эрозией) горных цепей и аридизацией климата, отдалились друг от друга на большее расстояние, чем в раннем мелу. Дальнейшее высыхание превратило страну в арену воздействия аридных факторов. В это время возможность сохранения спор и пыльцы, заносимых с гористых частей, поросших растительностью, очевидно была минимальной. В раннемеловом периоде, возможно, горы местами достигали берега водоема. В этом случае пыльца и споры здесь сохранились *in situ*. Нахождение в нижнемеловых отложениях МНР нескольких видов пыльцы типа эфедры свидетельствует о наличии здесь в это время водоразделов озерных систем, покрытых аридной растительностью.

Эфедрa растет в Монголии и в настоящее время (хвойник *Ephedra Przewalskii*) совместно со злаками, ежевником, солянками, джидой, луком и другими растениями пустынь. В отложениях дзунбаинской свиты нами была обнаружена пыльца эфедры совместно со спорами папоротников рода *Lygodium* и пылью и ныне произрастающей в этих широтах лиственницы, а также пыльца некоторых китайских и американских пород деревьев (*Pseudotsuga*, *Keteleeria*, *Podocarpus*). Климат Восточной Монголии в это время был значительно влажнее, чем сейчас; растительность состояла из форм, свойственных тропикам и в высокогорной зоне соответствовала зональному распределению климатов от субтропического до теплоумеренного. Растения пустыни и полупустыни встречались на открытых склонах.

¹ Или ряд мелководных озер, расположенных в руслах высыхающих рек.

Растительность, соответствующая условиям аридного климата, начала проникать на территорию Монголии еще в раннемеловую эпоху, о чем свидетельствует нахождение в отложениях этого возраста пыльцы *Ephedra* и единичные находки пыльцы неизвестных покрытосеменных растений типа пыльцы *Cheporodiaceae* и изредка пыльцы злаков. Присутствие на территории МНР в течение третичного и четвертичного периодов озер, образовавшихся в руслах высыхающих рек, было связано с сухим климатом и постепенным исчезновением стока, а в раннемеловую эпоху — с климатом типа внутренней Японии и Китая и с наличием сточных водоемов. Растительность раннего мела МНР включает такие элементы, как *Lygodium*, *Ginkgo*, *Pseudotsuga*, распространенные в настоящее время в упомянутых областях.

Как видно из сказанного, исследования спорово-пыльцевых комплексов нижнего отдела меловой системы проливают некоторый свет на условия, господствовавшие на территории Монголии в эту эпоху и позволяют утверждать, что резкое усыхание в пределах Восточно-Гобийской депрессии началось в позднем мелу, а в остальных районах МНР — в кайнозое.

СТРАТИГРАФИЯ МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНО-ГОБИЙСКОЙ ДЕПРЕССИИ ПО ДАННЫМ СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВОГО АНАЛИЗА

Нижние горизонты меловых отложений Восточно-Гобийской депрессии сложены толщей красноцветных пород шариллинской свиты и покрывающими их светлыми туфогенными отложениями цаганцабской свиты. По-видимому, обе свиты следует отнести к низам неокома (валажинину), хотя возможно, что они начали образовываться еще в конце юрского периода, так как ни шариллинская, ни цаганцабская свиты почти не содержат растительного детрита и считаются в этом отношении немymi; образцы для спорово-пыльцевого анализа из них не отбирались.

На цаганцабской свите согласно залегают осадки дзунбаинской свиты. Она сложена серией сильно углистых, темноцветных, песчано-глинистых пород, мощностью до 1100 м. Геологами ВНИГРИ и треста № 54, изучавшими эти отложения, дзунбаинская свита подразделяется на 3 подсвиты. Нижняя Dz¹, мощностью около 100 м, носит название битуминозно-сланцевой. Залегающая выше темно-серая песчано-глинистая подсвита Dz² имеет мощность около 500 м. Такой же примерно мощностью обладает и верхняя зеленовато-серая подсвита Dz³.

Изучение распределения спор и пыльцы в разрезе меловых отложений МНР показало, что эти остатки приурочены в основном к осадкам дзунбаинской свиты. Анализ спорово-пыльцевых ком-

плексов последней позволяет считать песчано-глинистую под-свиту отложениями готерива, а зеленовато-серую — баррема. Кроме того, возможно сопоставление этих под-свит с одновозрастными отложениями Западной Сибири (районы ст. Называевской¹ и г. Тюмени²). Общим в спорово-пыльцевых комплексах этих отложений является обилие спор папоротников родов *Lygodium* и *Cybotium*, пыльцы хвойных типа *Picea*, *Abietipites*, *Podocarpus* и др.

Для меловых отложений Южной Гоби района работ треста № 54 очень характерна раздробленность содержащихся в породах растительных остатков (за исключением спор и пыльцы, отличающихся хорошей сохранностью). Среди таких остатков плохой сохранности, обнаруженных в верхах дзунбаинской свиты, А. Н. Криштофовичем были определены *Equisetites* sp., *Cladophlebis* sp., *Czekanowskia setacea* Heer, *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *Pityophyllum Kobukense* (Sew.), *Dictyophyllum* sp. и некоторые другие формы, что позволило ему охарактеризовать содержащий флору горизонт как «нижнемеловые отложения возрастом не выше апта».

Залегающие с угловым несогласием на дзунбаинской свите отложения почти совсем лишены спор и пыльцы. В составе растительного детрита в них встречается преимущественно фюзен, и тогда породы имеют темную окраску. При более светлой окраске пород органические остатки в них представлены или мегаспорами,³ или раковинами остракод и иногда, вместе с ними, очень крупной обызвестленной или окремненной пылью беннеттитов типа описанной ниже *Cycadeoidea prolongata* sp. n., но значительно крупнее последней.⁴

Работами последних лет в этой толще выделены две свиты. Нижняя — сайншандинская — песчано-конгломератовая. О ее возрасте нет единого мнения, но спорово-пыльцевой комплекс, встреченный автором в одной из скважин Барун-Баина, указывает на альбское время образования пород. Верхняя — байнширеинская свита сложена красноцветными песчано-глинистыми отложениями, образовавшимися, по-видимому, в позднемеловое время.

Из сказанного видно, что в настоящее время только дзунбаинская свита из всего разреза меловых отложений МНР детально расчленяется на основании спорово-пыльцевого анализа. Поэтому ниже автор ограничивается характеристикой этой свиты.

¹ См. В. С. Малявкина [1949].

² См. В. В. Зауэр и Н. Д. Мчедlishvili [1954].

³ Изучались в 1951 г. П. И. Дорофеевым.

⁴ Материал П. С. Любимовой.

СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ОСАДКОВ ДЗУНБАЙНСКОЙ ПЕСЧАНО-ГЛИНИСТОЙ СВИТЫ

Как было указано ранее, район исследования меловых отложений Восточно-Гобийской депрессии сосредоточен на участке, расположенном в окрестностях г. Сайн-Шанда (к югу от Улан-Батора). На этой территории (Дзунбаин, Барун-Баин, Сайн-Шанда, Цантенская и Баинширеинская структуры) нижнемеловые осадки пользуются очень широким распространением, что и дало возможность детальнейшим образом их исследовать.

Характерным для нижнемеловых спорово-пыльцевых комплексов как Дзунбаина, так и Сайн-Шанды оказывается их чрезвычайное богатство видами и большое разнообразие в распределении спор и пыльцы по разрезу. Достаточно указать на то, что из дзунбаинской свиты описано 123 вида и подвида спор и пыльцевых зерен. Однако это еще далеко не все виды спор и пыльцы; а только наиболее характерные их представители или чем-либо интересные из встречающихся единично форм. С каждым новым образцом керна прибавляются все новые и новые виды и подвиды спор птеридофитов-папоротников, зачастую не поддающиеся более точному определению, чем до семейства *Polypodiaceae*, к которому, в большинстве случаев, они относятся. Это семейство, молодое по времени возникновения, отличается многообразием спор различных видов своих многочисленных подсемейств. Современные подсемейства сем. *Polypodiaceae* палинологами еще недостаточно изучены, и во многих случаях ископаемые виды нельзя ни с чем сопоставить. Обращает на себя внимание характер распределения спор и пыльцы (количество образцов со спорами и пыльцой) в толще осадков, содержащих в массовом количестве растительный детрит. Прослой со спорами встречаются не часто: их распределение носит как бы сезонный характер; возможна связь с направлением ветров и временных потоков, сносивших в озеро пыльцу и споры растений с ближайших горных массивов. Так или иначе распределение пыльцы и спор имеет очень неравномерный характер. С. Ш. Леви, предоставившей автору для исследования материал из слоев Dz^2 и Dz^3 Сайн-Шандинского района, пришлось перебрать 1500 петрографических шлифов для того, чтобы добыть 60 образцов со спорами и пыльцой. В материале геолога И. В. Турищева из 33 образцов участка Барун-Баин (альб) оказался только один образец, содержащий пыльцу и споры. В остальных были найдены только остатки фюзенизированных тканей.

Систематический состав спор и пыльцы из нижнемеловых отложений Восточно-Гобийской депрессии отличается, как уже было указано выше, большим разнообразием видов. Характерной чер-

той спорово-пыльцевого комплекса готерива и баррема (или отложений темно-серой и зеленовато-серой подсвит дзунбаинской песчано-глинистой свиты) является очень большое число видов, общих для того и другого; это доказывает их весьма тесную связь во времени и указывает на отсутствие перерывов между отдельными пачками слоев. Отложения готерива и баррема в отдельности имеют свои, свойственные данному возрасту, спорово-пыльцевые комплексы; более того, в пределах отложений каждой подсвиты свободно выделяются, на основании данных спорово-пыльцевого анализа, нижняя, верхняя, а иногда и средняя части каждой подсвиты. Характер различий в пределах осадков каждого слоя как готерива, так и баррема будет более ясен после общей характеристики состава растительности (семейств, родов и видов растений), образовавшей своими спорами и пылью весь спорово-пыльцевой комплекс готерива и баррема Восточно-Гобийской депрессии в целом.

Наиболее характерными компонентами спорово-пыльцевого комплекса указанной толщи осадков являются представители следующих семейств растений.

1. Сем. Equisetaceae — хвощевые. По данным А. Н. Криштофовича, в составе ископаемой флоры несомненно присутствие древней группы хвощевых рода *Equisetites*. Споры их (см. описание) нередко встречаются в осадках обеих подсвит; в некоторых случаях их содержание в составе комплекса отдельных образцов достигает 30%.

2. Сем. Osmundaceae — папоротники сем. осмундовых. По данным А. Н. Криштофовича, обнаружены единичные остатки папоротников *Cladophlebis* sp. Их споры изредка встречаются в отложениях обеих подсвит, однако значительно реже, чем споры хвощевых.

3. Сем. Hymenophyllaceae — папоротники сем. тонколистных. Крупные остатки этих влаголюбивых растений в составе монгольской флоры А. Н. Криштофовичем не отмечены. Возможно, что их тонкие и нежные побеги входят только в состав неопределимого растительного детрита. Папоротники этого семейства в настоящее время произрастают в тех местах, где имеется распыленная в воздухе влага: на прибрежных скалах, в глубине тропических сырых лесов и т. д. Для своего развития они не требуют особенно высокой температуры. Виды рода *Trichomanes* ныне распространены очень широко: до Ирландии и юга Австралии включительно. В барремских слоях МНР споры их встречаются реже, чем в готеривских.

4. Сем. Polypodiaceae — папоротники семейства многожизных; по-видимому, пользуются очень широким распространением. Крупные остатки их, видимо, разрушены (А. Н. Криштофович их не обнаружил), но присутствие спор несомненно: *Poly-*

podium sp., *Asplenium* sp. и т. д. очень часто встречаются в составе спорово-пыльцевых комплексов в пределах всей исследованной территории. Поражает разнообразие форм этих спор: среди них имеются бобовидные, треугольные и круглые споры с оторочкой, без оторочки и с различной структурой или скульптурой экзины. Папоротники сем. *Polypodiaceae* произрастают на территории Монголии и в настоящее время.

5. Сем. *Schizaeaceae* — папоротники сем. схизеевых. В составе крупных растительных остатков А. Н. Криштофовичем не указаны. Встречаются споры преимущественно двух родов: *Lygodium* Swartz и *Aneimia* Swartz. Это — нежные папоротники, отличающиеся большим морфологическим разнообразием структуры экзины и иногда крупными размерами спор.

В составе спорово-пыльцевых комплексов осадков дзунбаинской свиты они занимают, наряду с пылью некоторых хвойных, одно из основных мест. Особенно характерно их широкое распространение в нижних частях зеленовато-серой (барремской) и темно-серой (готеривской) подсвит дзунбаинской песчано-глинистой свиты. Споры рода *Aneimia* с мелкорребристой экзиной встречаются по всему разрезу в количестве не более 10%. Крупные споры папоротников этого рода, недоразвитые или плохой сохранности, практически отсутствуют, лишь изредка встречаясь в составе спорово-пыльцевого комплекса. Более широким распространением пользуются мелкие споры.

6. Сем. *Gleicheniaceae* — папоротники сем. глейхениевых; их мелкие, треугольных очертаний споры относительно часто встречаются в осадках обеих подсвит, чаще — в барремской части свиты. Крупные остатки не обнаружены.

7. Сем. *Dipteridaceae* — папоротники сем. диптеридиевых, их споры треугольных очертаний изредка встречаются в осадках обеих подсвит. А. Н. Криштофовичем определен *Dictyophyllum* sp.

8. Сем. *Cyatheaceae* — папоротники семейства циатеевых пользуются относительно большим распространением в отложениях дзунбаинской песчано-глинистой свиты. Род *Coniopteris* Brongn. (подсем. *Coniopteridae* subfam. nova Mal.), столь типичный папоротник средней юры, не пользуется здесь широким распространением, так же как и настоящие циатеи (подсем. *Cyatheae*).

В раннемеловое время на территории МНР были широко развиты представители подсемейства *Dicksoniaceae*, споры которых более близки к спорам одного из современных представителей подсемейства — рода *Cybotium*. В нижнемеловых отложениях исследованной территории обнаружено 7 видов спор подобного облика, из них 3 вида в отложениях готерива, 2 — баррема и 2 — по всей свите. Среди крупных растительных остатков папоротников не отмечены, несмотря на то, что *Coniopteris* в раннем мелу еще не вымирает.

9. Сем. Bennettitaceae — беннеттитовые; хотя среди крупных остатков беннеттиты не отмечены, несомненно, что как характерный элемент мезозойской флоры, они присутствовали на территории МНР. Некоторые пыльцевые зерна, найденные в нижнем мелу Монголии, при сопоставлении с зарисовками Вудхауза оказываются близким подобием пыльцевых зерен ряда видов рода *Cycadeoidea*. Представители этого рода пользовались широким распространением в раннем мелу в Северной Америке (Виргиния, Мерилэнд, по Д. Уиланду), и, по-видимому, были распространены и на Монгольской территории. Это же можно сказать и о некоторых существующих ныне хвойных, напр. о роде *Pseudotsuga* (см. ниже).

10. Сем. Ginkgoaceae — гинкговые: в нижнемеловых отложениях Восточной Монголии А. Н. Криштофовичем определены — *Czekanowskia setacea* Неег, *Phoenicopsis angustifolia* Неег. Пыльца представителей этого семейства пользуется здесь сравнительно широким распространением: обнаружена пыльца 7 видов сем. Ginkgoaceae, равномерно распределенная по всему разрезу среднего и верхнего неокома. Ее присутствие свидетельствует о близости климата горной части Восточной Монголии мелового периода к климату современной Японии и Северного Китая.

11. Сем. Podocarpaceae — ногоплодниковые: в нижнемеловых отложениях Монголии пыльца представителей этого семейства распространена широко. Большая часть пыльцевых зерен, обнаруженных в отложениях готерива и баррема, имеет сравнительно молодой облик и относится к подроду *Stachycarpus* (4 вида) рода *Podocarpus* L'Herit.; представители подродов *Neopodocarpus* Mal. (2 вида) и *Palaeopodocarpus* Mal. (2 вида) встречаются реже.

Изредка попадаются также очень мелкие пыльцевые зерна типа пыльцы кейтоний, своим обликом напоминающие пыльцу *Podocarpus* L'Herit. Крупные остатки не обнаружены, ткани могут быть в составе фюзенизированного детрита.

12. Сем. Pinaceae — сосновые: широко распространены по всей территории МНР. Среди пыльцы представителей семейства следует отметить: пыльцу *Picea* Dietr., *Cedrus* Link, *Abietipites* Wodehouse, *Tsuga* Carr., *Pseudotsuga* Carr., *Larix* Miller. Наибольшим распространением в нижнем мелу Монголии пользуется пыльца *Abietipites compacta* Mal.; *Pseudotsuga pseudolimbata* Mal., var. *punctata* var. n., *P. punctata* var. *pseudolimbata* sp. et var. n. *Pseudotsuga* Carr. встречается в настоящее время в Америке и в Северном Китае. Крупные их остатки известны из третичных отложений не только Азии, но и Европы. Пыльца *Larix* — *Larixidites orbipatelliformis* sp. n. встречается в нижнемеловых отложениях, но только изредка. Состав пыльцевых зерен хвойных говорит о многообразии природных условий, имевших место на территории Восточной Монго-

лии, и о возможности существования вертикальной зональности в распределении хвойных и папоротников. Крупные остатки не обнаружены; ткани могут быть в составе фюзенизированного детрита.

13. Сем. Cupressaceae — кипарисовые: пыльцевые зерна представителей этого семейства в Восточной Монголии повсеместно встречаются в отложениях нижнего мела. Это пыльца можжевельника, нередко заселяющего горные поднятия Европы и Азии и в настоящее время. Крупные остатки не обнаружены.

14. Сем. Ephedraceae — эфедровые (класс Ephedrinae, порядок Ephedrales¹). Эти пыльцевые зерна относительно широко распространены в зеленовато-серой подсвите дзунбаинской песчано-глинистой свиты. Распространены более в барремских, чем в готеривских отложениях, что говорит, возможно, о постепенном усыхании береговой приозерной территории района исследований. Ephedraceae являются представителем засухоустойчивой группы растений. Крупные остатки не обнаружены.

15. Пыльцевые зерна голосеменных растений других групп пользуются сравнительно незначительным распространением, за исключением пыльцевых зерен типа *Bullulina* Mal., близких по облику к пыльце *Podozamites* и пыльце сем. Araucariaceae.

СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ГОТЕРИВА И БАРРЕМА И НАИБОЛЕЕ ХАРАКТЕРНЫЕ ВИДЫ ШИРОКОГО РАСПРОСТРАНЕНИЯ

Как уже указывалось ранее, для отложений готерива и баррема характерно присутствие многочисленных широко распространенных видов, встречающихся в большом количестве в отложениях темно-серой и зеленовато-серой подсвит дзунбаинской песчано-глинистой свиты. Их содержание в составе спорово-пыльцевых комплексов отдельных образцов достигает иногда 50%. Комплекс широко распространенных видов, насчитывающий около 40 видов пыльцы и спор, представлен на табл. VIII—XIV. Главнейшие из них: споры папоротников сем. Hymenophyllaceae — *Trichomanidites minusculus* Mal., споры папоротников сем. Schizaeaceae — *Lygodium tuberculatum* sp. n., *L. majoriformis* sp. n., *L. ciliatum* var. *mongolicum* sp. et var. n., *L. crispum* f. *typicum* sp. et f. n., *L. crispi-tuberculatum* sp. n.; споры папоротников сем. Cyatheaaceae, подсем. Dicksonieae — *Cibotium glabrum* sp. n., *Cibotium*-

¹ По Н. Ф. Маевскому (1954); по Энглеру — класс Gnetales; ввиду того, что эфедра резко отличается по своему строению от *Gnetum* и также на основании новых данных, полученных в результате изучения пыльцевых зерен, их нельзя соединять в один класс.

dites mesopunctatus sp. n., *C. giganteum* sp. n.; споры папоротников невыясненного систематического положения, возможно, сем. Polypodiaceae — *Pterina undulifera* sp. n.; пыльцевые зерна беннеттитов — *Cycadeoidea prolongata* sp. n., гинкговых — *Ginkgoacites subplicata* sp. n., *Ginkgoidites ultraminor* sp. n., *Ginkgoacites acuminata* sp. n., *Ginkgoidites minor* sp. n. и др.; пыльца хвойных сем. Pinaceae — *Abietipites imperfecta* sp. n., *Abieticedripites compacta* M a l., *Pseudotsuga pseudolimbata* M a l. var. *punctata* var. n. и некоторые другие виды невыясненной систематической принадлежности.

Отложения готерива — темно-серая подсвета дзунбаинской песчано-глинистой свиты (см. табл. I—IV) — характеризуются следующим комплексом спор и пыльцы: *Equisetacites triquetri-formis* sp. n., *Cladophlebis breviciliatus* sp. n., *Hymenophyllum pseudoreticulatum* sp. n., *H. glabrescens* sp. n., *Trichomanidites pseudocrispus* sp. n., *Polypodiocites rarituberculatus* sp. n., *Lygodium magniciliatum* sp. n., *L. flexuosiformis* sp. n., *L. punctatituberculatum* sp. n., *Lygodiumidites trifurcus* M a l., *Aneimia cardioliiformis* sp. n., *A. sp.*, *Gleichenia minutissima* sp. n., *Cibotium variabiliformis* sp. n., *C. retimesotuberculatum* sp. n., *Cibotiumidites rotundatus* sp. n.; споры (возможно, папоротников сем. Polypodiaceae) *Pterina ornatissima* sp. n., *P. paradoxa* sp. n., *Ventosella* sp., *Gyrinella orbiculata* M a l. β -textatiformis var. n., *G. simplicissima* f. *typica* M a l., *G. orbiculata* M a l. var. *rotundiformis* var. n., *Cardiolina compacta* sp. n., *Triquetrella anguliformis* M a l. var., *Wielandia* (?) *magna* sp. n., *Neopodocarpus papilioformis* K.-M. var. *mongolica* var. n., *Palaeopodocarpus gobiensis* sp. n., *Pseudocaytoniidites* sp., *Dacrydiumites* sp., *Piceidites biangulina* M a l. var. *mongolica* var. n., *Cedridites minuta* sp. n., *Bialina latisacciformis* sp. n., *B. longisaccata* sp. n., *B. sacculifera* f. *typica* M a l., *Tsuga* (*Eutsuga*) *relativiformis* sp. n., *Pseudotsuga punctata* var. *pseudolimbata* sp. et var. n., *Larixidites orbipatelliformis* sp. n., *Ephedracites* sp. и другие.

Относительно распределения перечисленных видов спор и пыльцы в разрезе темно-серой подсветы следует отметить следующее: наибольшее количество крупных спор родов *Lygodium*, *Cybotium*, *Cybotiumidites* и др. входит в состав комплексов нижней и средней части указанной подсветы. Здесь содержание крупных спор птеридофитов в спорово-пыльцевом комплексе достигает 40% и более. Чем выше, ближе к верхней части темно-серой подсветы, тем спор птеридофитов становится меньше — 30—20%, 20—10% и, наконец, в самой верхней части содержание пыльцевых зерен увеличивается настолько, что в комплексе остается почти одна пыльца голосеменных — до 96% всего состава спорово-пыльцевого комплекса верхних слоев. Различие в видовом составе комплекса верхних и нижних частей подсветы незначительно,

в пределах встречаемости спор, характерных для отложений готерива в целом.

При сопоставлении спорово-пыльцевых комплексов готерива Восточной Монголии и района г. Тюмени обращает на себя внимание сходство некоторых видов пыльцы *Podocarpaceae*, пыльцевых зерен рода *Cedrus* с очень маленькими недоразвитыми воздушными мешками, пыльцевых зерен типа *Pseudotsuga* и присутствие спор рода *Hymenophyllum*. Различие между готеривским, тюменским и восточно-монгольским комплексами заключается в отсутствии в последнем пыльцевых зерен *Brachyphyllum*, спор рода *Mohria* и присутствии спор рода *Aneimia*, а также в наличии большого количества пыльцевых зерен беннеттитов и гинкговых.

Отложения баррема — зеленовато-серая подсвета дзунбайнской песчано-глинистой свиты (см. табл. V—VII) характеризуются следующим комплексом пыльцы и спор: *Equisetacites rotundus* f. *typicus* M a l., *Cladophlebites rubinelliformis* sp. n., *Polypodiumidites multituberculatus* sp. n., *Lygodium crispum* var. *articulatifomis* sp. et var. n., *L. compactum* M a l., *L. magnigranulatum* sp. n., *L. cardiolineiformis* sp. n., *Aneimia triquetriformis* sp. n., *Gleichenia glabriniiformis* sp. n., *G. media* sp. n., *Cibotium reticuliangulatum* sp. n., *Cyatheidites trifurcus* M a l., *Polypodiocites platyanguatus* M a l., *P. trianguloides* M a l. var. *minor* var. n., *P. punctatus* f. *typicus* M a l., *Asplenium* sp., *Bulbella sphaeriniiformis* M a l., *Politusella tumidulirimsa* sp. n., *Pterinea globulifera* sp. n., *P. globuliferiformis* sp. n., *Ventosella mongolica* sp. n., *Gyrinella gyrinoides* M a l., *Stachycarpus exiliptera* sp. n., *S. bipterus* sp. n., *S. falciformis* M a l. var. *mongolicus* var. n., *S. pseudouniptera* sp. n., *Palaeopodocarpus tricocca* M a l. var. *mongolica* var. n., *Dacrydium pachytellum* M a l., *Abietipites rotundiformis* M a l. var. *arugosa* var. n., *Tsuga (Eutsuga) obliquiformis* sp. n., *Ephedra prolongata* sp. n., *E. ovaliformis* sp. n., *Ephedracites* sp., *Aliferina panucelliformis* M a l. var. *mongolica* var. n., *Patellina ultraminor* sp. n.

Необходимо отметить, что темно-серая и зеленовато-серая подсветы очень сходны между собой по характеру распределения в них спор и пыльцы. Как в первой, так и во второй в нижних горизонтах преобладают споры птеридофитов, в верхних — пыльца.

В том случае, если в верхней части разреза в составе споровой части комплекса встречаются только общераспространенные споры, для точного определения положения слоя в разрезе приходится брать еще пробу несколько выше или ниже первоначальной (на 10, 20, 30 см и т. д.). Другой интересной особенностью спорово-пыльцевых комплексов отложений баррема является повышение процентного содержания спор птеридофитов.

в отдельных слоях, несмотря на общую тенденцию его понижения по направлению к верхам зеленовато-серой подсветы. Это явление увязывается с колебаниями петрографического состава, и, возможно, является результатом каких-либо периодических изменений сноса и выноса.

На территории Советского Союза одновозрастные спорово-пыльцевые комплексы изучены для некоторых районов Западной Сибири, в частности, для района г. Тюмени и ст. Называевской. Сравнение этих комплексов показывает следующее: как в Западной Сибири, так и в Восточной Монголии в отложениях нижнего мела встречены споры *Aneimia*, некоторые виды *Lygodium*,¹ *Equisetites*, пыльцевые зерна гинкговых. В Восточно-Гобийской депрессии присутствие последних характерно для всей толщи отложений среднего и верхнего неокома, в то время как в разрезе г. Тюмени они обнаружены только в барреме. То же самое следует сказать и о пыльце *Podozamites* и *Podocarpus*.

Споры папоротников рода *Aneimia* в слоях готерива и баррема Восточно-Гобийской депрессии не были обнаружены (кроме единичных нечетких форм плохой сохранности), отсутствуют также и споры водяных папоротников рода *Salvinia*. Различия в спорово-пыльцевых комплексах готеривских и барремских слоев по простиранию не очень велики: спорово-пыльцевые комплексы темно-серой и зеленовато-серой подсвет Сайн-Шанды и Дзунбаина включают одни и те же основные виды спор и пыльцы. Везде распространены споры *Lygodium*, *Cibotium*, пыльца *Abietipites*, *Stachycarpus*. Для отложений баррема Сайн-Шандинского участка характерно присутствие пыльцы эфедры. В районе Дзунбаина она встречается гораздо реже. Имеются небольшие различия в видовом составе спор и пыльцы одних и тех же родов и в составе спор невыясненной систематической принадлежности.

Отложения аптского яруса нижнемеловой системы в МНР обнаружены не были. В районе Барун-Баина был встречен комплекс спор и пыльцы, который можно, с известной степенью вероятности, считать альбским (материал И. Е. Турпшева). В состав этого спорово-пыльцевого комплекса входят следующие формы: *Piceidites biangulina* Mal., *Oblatinella rotundiformis* f. *typica* Mal., *Pseudotsuga pseudolimbata* Mal., *Bullulina aggerelloides* Mal., *Palaeopodocarpus tricocca* Mal. var., *Divisiella bibulba* Mal. и ряд других видов пыльцы хвойных. Споры птеридофитов отсутствуют так же, как и пыльца покрытосеменных.

¹ См. В. В. Зауер и Н. Д. Мчедлишвили [1954, табл. X, XI и XII].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подводя итоги изложенному, следует отметить наиболее характерные особенности спорово-пыльцевых комплексов нижнемеловых отложений Восточно-Гобийской депрессии и подчеркнуть их связь с климатом этой эпохи и условиями произрастания и распространения растений.

1. Спорово-пыльцевые комплексы из отложений как готерива, так и баррема отличаются богатством видового состава и сравнительным однообразием родового состава; преобладают виды родов *Lygodium*, *Cibotium*, *Polypodium*, *Asplenium*, *Abietipites*, *Stachycarpus*.

2. Характер распространения спор и пыльцы очень своеобразен: редкие прослой с большим количеством экземпляров спор и пыльцы вкраплены среди мощных толщ осадков с растительным древесным детритом, спорами грибов и водорослями.

3. Для отложений готерива и баррема характерно а) присутствие в их спорово-пыльцевом комплексе до 50% (а иногда и больше) общих видов и б) одинаковый или близкий характер распределения спор и пыльцы по разрезу осадков каждой подсвиты дзунбаинской песчано-глинистой свиты: уменьшение процентного содержания спор птеридофитов в верхних горизонтах в слоях готерива до 4%, в слоях баррема — до 10%.

4. Родовой состав спор и пыльцы отложений готерива и баррема, споры родов *Lygodium*, *Polypodium*, *Asplenium*, пыльца гинкго, *Abietipites*, *Abietedripites*, *Larix*, *Pseudotsuga*, пыльцевые зерна типа *Keteleeria* и другие говорят о наличии в эпоху отложения нижнемеловых осадков Восточно-Гобийской депрессии тропического климата в низинах и существования вертикальной зональности в распределении климатов от субтропического до теплоумеренного — вроде климата современной Японии, Северного Китая и Американского побережья между 42—52° сев. широты.

Род *Lygodium* сем. Schizaeaceae — единственный род тропического семейства папоротников, который и в настоящее время заходит сравнительно далеко на север (до Японии включительно). Присутствие спор рода *Cibotium*, пользующихся распространением на Гавайских о-вах, свидетельствует о произрастании папоротников в условиях, близких к тропическим. *Pseudotsuga* или дугласия, пыльца которой широко распространена в отложениях нижнего мела, в настоящее время произрастает в Скалистых горах Сев. Америки, где поднимается вверх по склонам до 3000 м над уровнем моря, образуя с *Pinus*, *Larix* смешанные леса. Другие виды *Pseudotsuga* пользуются распространением в гористых местах территории с теплоумеренным и субтропическим климатом.

5. По систематическому составу растений, произраставших на территории Монголии в раннемеловую эпоху, заметна ясная связь ее растительного мира с растительным миром американского континента, Китая и Западно-Сибирской низменности.

6. Наличие в составе спорово-пыльцевых комплексов пыльцы эфедры говорит о постепенном проникновении в Монголию в меловое время аридного климата и соответствующих ему условий произрастания растений. Постепенное высыхание озерных бассейнов и разрушающее горные цепи воздействие факторов эрозии привели к резкой аридизации климата в период отложения третичных осадков. Признаки аридизации появляются уже с готерива (наличие пыльцы эфедры в отложениях темно-серой подсвиты дзунбаинской песчано-глинистой свиты в районе Дзунбаинской структуры).

7. На основании данных спорово-пыльцевого анализа удалось выяснить как возраст вышеуказанных осадков, так и их синхронность с отложениями среднего и верхнего неокома Западной Сибири (районы ст. Называевской и г. Тюмени).

8. Работы по изучению спорово-пыльцевых комплексов мезозойских отложений Монголии следует продолжать, так как, несмотря на неравномерное распределение спор и пыльцы по разрезу в пределах исследованного материала, удастся расчленить отложения не только подсвит одной свиты, но и выделить верхи и низы осадков указанных подсвит.

ОПИСАНИЕ СПОР И ПЫЛЬЦЫ

Отдел I. Споры Pteridophyta

Споры PTERIDOPHYTA установленной систематической принадлежности

Подотдел. 1. *Sphaeraeformis* M a l. Округлые и треугольно-округлые споры птеридофитов классов Lycopodinae, Equisetinae, Ophioglossinae и класса Filicinae¹ порядка Filicales (подкласса Eusporangiatе и подкласса Leptosporangiatе семейств Hymenophyllaceae, Polypodiaceae (pars), Osmundaceae).

Группы спор *Rotunda* M a l., *Velifera* M a l. Споры древних хвощевых и папоротников с конечными спорангиями на отдельных побегах (ископаемые Marattiales), на спорангиеносцах, у окончания листовых жилок (сем. Hymenophyllaceae), на отдельных побегах; развивающихся в пазухе листа, на беспаренхимных самых верхних лопастях листа (сем. Osmundaceae)² и на верхушке стебля или побега (все остальные). Время возникновения и широкого распространения этих растений: палеозой и ранний мезозой.

Подотдел 2. *Tetra- et. Fabaeformis* M a l. Треугольные и бобовидные споры птеридофитов класса Filicinae; подкласса Leptosporangiatе; порядка Filicales; семейств Schizaeaceae, Gleicheniaceae, Matoniaceae, Gyatheaceae, Polypodiaceae (pars).

Группы спор: *Triangulata* M a l. и *Fabaeformis* M a l.

Споры растений, несущих спорангии под листом или иногда на беспаренхимных самых нижних лопастях листа.³ Споры

¹ Споры растений других классов: Psilophytinae, Calamariinae, Pteridosperminae и др. в осадках раннемелового возраста отсутствуют: к этому времени они вымирают. Споры представителей порядков Marattiales, Ophioglossales и Isoetales, а также сем. Psilotaceae в нижнемеловых отложениях МНР не были обнаружены.

² У *Osmunda* спорангии сидят на краю своеобразных беспаренхимных, ветвистых, самых верхних лопастях листа (см. Варминг, Систематика растений, то же — у Энглера). Споры Osmundaceae — преимущественно округлые, реже треугольно-округлые.

³ Семейство Schizaeaceae характеризуется тем, что у ряда его представителей, в частности у видов рода *Anemia*, две самые нижние лопасти листа метаморфизованы: они без листовой паренхимы и покрыты спорангиями. (См. Варминг, Систематика растений, то же — у Энглера). Споры *Anemia* имеют треугольные очертания.

наиболее молодых по времени возникновения семейств класса Filicinae. Среди представителей другого порядка папоротников Simplicales (Simplices, по Энглеру), к которому принадлежат папоротники семейств Schizaeaceae, Cyatheaceae и Matoniaceae — округлые и треугольно-округлые споры являются очень редкими исключениями.

Время возникновения и широкого распространения этих растений (кроме той части палеозойских схизеевых и мараттиевых, которая объединена палеоботаниками в группу Pecopteridae) — мезозойская и третичная эпохи.

СПОРЫ ОКРУГЛЫХ ОЧЕРТАНИЙ

Споры хвощевых. Класс EQUISETINAE

ПОРЯДОК EQUISETALES

Семейство Equisetaceae

Род EQUISETACITES¹

1949. *Colliculina* (pars) М а л я в к и н а. Определитель спор и пыльцы, стр. 51, 52, табл. 8, фиг. 1—10, 12.
 1949. *Cyclina* (pars) М а л я в к и н а. Там же, стр. 52, табл. 9, фиг. 4—15.
 1949. *Orbipatella* (pars) М а л я в к и н а. Там же, стр. 128, табл. 47, фиг. 8.
 1949. *Scutrina* (pars) М а л я в к и н а. Там же, стр. 124—125, табл. 46, фиг. 12, 13.

О п и с а н и е р о д а. Размеры: диаметр от 25 до 100—120 μ . Очертания спор округлые, иногда угловато-округлые. Споры часто сферические; характерно наличие трехлучевой щели разverzания, но некоторые представители рода совсем лишены последней. Цвет спор меняется от бледно-желтого до темного, красно-коричневого.

И з м е н ч и в о с т ь. Споры описываемого рода изменяются в размерах, толщине и окраске экзины, а также в деталях очертаний и присутствии или отсутствии щели разverzания.

С р а в н е н и я и з а м е ч а н и я. Описываемые споры принадлежат древним хвощевым, крупные остатки которых известны с раннего карбона. Прототипами мезозойских (меловых) спор являются, возможно, *Azonotriletes glaber* L ü b e r g (карбон) и *Cyclina glabra* M a l. (триас). Крупные остатки *Equisetites* и *Phyllothesa* встречаются в отложениях до нижнемеловых включительно,

¹ Названия *Equisetacites Polypodiocites* и им подобные с окончанием *cites* указывают на общее сходство с представителями Equisetaceae, Polypodiaceae и других семейств.

тогда как *Schizoneura*, *Neocalamites* (по мнению А. Н. Криштофовича) исчезают, возможно, уже в начале юры.

Споры, отнесенные автором настоящей работы к родам *Cyclina*, *Colliculina* искусственной классификации, встречаются в тех же слоях, где обнаружены остатки *Equisetites*. Однако они не похожи на споры, извлеченные из *Equisetostachys*, спорофильного колоска среднеюрских *Equisetaceae*, так как последние лишены щели разверзания и, кроме того, имеют тонкий, легко спадающий, точечно-сетчатый периспорий.

Географическое распространение и возраст. Повсеместно от девона доныне; споры, относящиеся к различным родам искусственной классификации автора, встречаются в отложениях разного возраста: *Colliculina* M a l. — от девона до нижнего мела, *Cyclina* M a l. — от нижнего триаса до нижнего мела, *Scutrina* M a l. — от триаса до мела, *Orbipatella* M a l. — от перми доныне.

Equisetacites (?) *exilis* sp. n.

Табл. VIII, фиг. 1, 2

Голотип: отсутствует; зарисовка нефиксированного объекта из образца ³³⁸⁵_V.

Местонахождение голотипа: Восточная Монголия, Дзунбаинский район; нижний мел (неоком), верхи темно-серой подсвиты дзунбаинской свиты.

Описание вида. Размеры: диаметр 60—70 μ . Очертание споры угловато-овальное или овальное, экзина гладкая, упругая, тонкая, двойной контур нечеткий, периспория, по-видимому, нет, щель разверзания трехлучевая, простая; длина лучей щели равна $\frac{1}{3}$ радиуса споры; цвет споры желтый. Количество экземпляров, послуживших для описания вида, — 2.

Изменчивость. Характер изменчивости неясен, так как споры принадлежат к числу редко встречающихся форм.

Сравнения и замечания. Систематическое положение описываемых спор неясно; по-видимому, они являются спорами хвощевых. По искусственной классификации автора, относятся к типу *Cyclina*, подтипу *Equisetaceacyclina*; близки к встречающимся в изобилии в нижнем и верхнем триасе спорам *Cyclina glabra* M a l., но отличаются от последних более крупными размерами. *Cyclina glabra* M a l. и другие виды гладких *Cyclina* M a l. в нижнем триасе встречаются (без примеси других видов) в тех слоях, откуда определены остатки *Equisetites ferganensis*.

Географическое распространение и возраст. Восточная Монголия; нижний мел, готерив—баррем.

Equisetacites punctatus sp. n.

Табл. VIII, фиг. 3

Голотип: препарат № $\frac{2186-3-6}{V}$, хранится в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Восточная Монголия, Дзунбаинский район; нижний мел (неоком), зеленовато-серая подсвита дзунбаинской свиты.

О п и с а н и е в и д а. Размеры: диаметр около 70 μ . Очертание споры округлое или овально-округлое, экины средней толщины; прослеживается узкий или более широкий двойной контур, образованный спорой и покрывающим ее периспорием; структура экины последнего, в отличие от структуры периспория *Equisetacites rotundus* M a l. — пунктирная (точечная); спора почти несмятая, щель разверзания трехлучевая, простая, с очень короткими лучами (менее $\frac{1}{8}$ радиуса споры), цвет споры темно-желтый. Количество экземпляров, послуживших для описания вида, — 10.

И з м е н ч и в о с т ь. Споры имеют определенный четкий облик, изменяются только в небольших пределах размеры и толщина экины (ширина двойного контура).

С р а в н е н и я и з а м е ч а н и я. Для описываемых спор характерны: сферичность очертания, толстая экина, ее точечная неровная структура. Длинной щели разверзания споры напоминают споры водяных папоротников *Salvinia*, но отличаются от них по всем остальным признакам. От спор *Marsilea* отличаются большей толщиной и характером структуры экины. По-видимому, являются спорами хвощевых невыясненной систематической принадлежности. По искусственной классификации автора относятся, так же как *Equisetacites triquetiformis* sp. n., *E. rotundus* f. *typicus* M a l., к типу *Colliculina*, подтипу *Equisetaceacolliculina*.

Г е о г р а ф и ч е с к о е р а с п р о с т р а н е н и е и в о з р а с т. Восточная Монголия; нижний мел, неоком (баррем).

Equisetacites triquetiformis sp. n.

Табл. I, фиг. 1

Голотип: препарат № $\frac{2243-1-8}{V}$, хранится в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Восточная Монголия, дзунбаинский район; нижний мел (неоком), темно-серая подсвита дзунбаинской свиты.

Описание вида. Размеры: диаметр около 70μ . Очертание споры неправильно округлое, экзина не очень упругая, однако определенных смятий не имеет; щель разверзания трехлучевая, простая; длина лучей щели немного больше, чем у типичной формы: от $\frac{1}{2}$ до $\frac{2}{3}$ радиуса споры; экзина гладкая, толстая, спора с нешироким двойным контуром; цвет споры темно-желтый. Число экземпляров, послуживших для описания вида, — 6.

Изменчивость. Споры изменяются в очертаниях, сохраняя, однако, типичную для них деформацию контура.

Сравнения и замечания. Спора близка к *Equisetacites rotundus* Mal.; отличается от нее неправильным контуром и несколько большей длиной лучей щели разверзания.

Географическое распространение и возраст. Восточная Монголия; нижний мел (готерив).

Equisetacites rotundus f. *typicus* Mal.

Табл. V, фиг. 1

1949. *Colliculina rotunda* f. *typica* Малявкина. Определитель спор и пыльцы, стр. 53, табл. 8, фиг. 9.

1949. *Colliculina rotunda* var. *major* Малявкина. Там же, стр. 53, табл. 8, фиг. 8.

1953. *Stenozonotriletes globoides* Кара-Мурза. Споры и пыльца мезозойских отложений севера Енисейско-Ленской области. Табл. 9, фиг. 6.

Голотип: препарат № $\frac{34-2-3}{III}$, хранится в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Плезиотип отсутствует; зарисовка нефиксированного объекта из обр. № $\frac{3335}{V}$.

Местонахождение голотипа: Западная Сибирь, ст. Называевская; нижний мел, неоком.

Местонахождение плезиотипа: Восточная Монголия, неоком.

Описание вида. См. В. С. Малявкина [1949], стр. 53, табл. 8, фиг. 8, 9. Размеры от 40μ до 100μ , реже до 120μ .

Изменчивость. Споры мало изменчивые. Изменения — в размерах, в ширине двойного контура и изредка в очертаниях (большей частью правильно сферических).

Сравнения и замечания. Споры принадлежат растениям сем. хвощевых, остатки которых найдены в нижнем мелу Монголии. Близки по очертаниям и толщине экзины к изображенной В. В. Зауер и Н. Д. Мchedlishvili споре [1954, табл. XIII, фиг. 30] из отложений баррема района г. Тюмени, отличаясь от нее характером структуры и более короткими лучами щели разверзания без утолщения вдоль края щели.

Географическое распространение и возраст. Западная Сибирь, Эмба, Восточная Монголия; от валан-

жина до альба включительно. Изредка встречается в отложениях верхнего мела. В Восточной Монголии обнаружена (в массовом количестве экземпляров) в одном слое зеленовато-серой свиты, относимой автором к баррему. Север Енисейско-Ленской области (валанжин).

Споры папоротников. Класс FILICINAE

ПОДКЛАСС LEPTOSPORANGIATAE

ПОРЯДОК FILICALES

Семейство Osmundaceae

Род CLADOPHLEBIS (TODITES) Brongn.

1949. *Rubinella* (pars) М а л я в к и н а. Определитель спор и пыльцы, стр. 71, 76, табл. 18, фиг. 2, 3.
1949. *Sphaerina* (pars) М а л я в к и н а. Там же, стр. 72, 77—78, табл. 18, фиг. 4, 5, 7—11; табл. 19, фиг. 1, 2.

О п и с а н и е р о д а. См. В. С. Малявкина [1949], стр. 71, 72. Размеры: диаметр от 15 до 100 μ .

И з м е н ч и в о с т ь. Споры характеризуются большой изменчивостью. Размеры их очень колеблются, элементы скульптуры эскины тоже: шишки могут быть широкие или узкие, с треугольным основанием, острогранисто-бугорчатовидные (с округлым основанием), бугорки — округлые, мелкие, иногда неправильные. Из отложений мезозойской эры (триас — верхний мел) известно очень много видов *Sphaerina* М а л. и *Rubinella* М а л.

С р а в н е н и я и з а м е ч а н и я. Споры рода *Cladophlebis* могут быть подразделены на две категории: к первой относятся споры с шишками, типа *Sphaerina* М а л., похожие на споры современного рода *Todea* (*Todites*). Ко второй — споры с бугорками типа *Rubinella* М а л., похожие на споры современного рода *Osmunda*.

Следует указать на то, что споры *Sphaerina* М а л. не всегда отличимы от подобных им мелкошиповатых спор *Marattiaceae* (рода *Angiopteris*). Чтобы избежать ошибки в этом случае следует споры сопоставлять с остатками растений из имеющихся для данных слоев списков.

Г е о г р а ф и ч е с к о е р а с п р о с т р а н е н и е и в о з р а с т: повсеместно; пермь — мел. Основное время распространения спор типа *Sphaerina* М а л.: средняя юра — ранний мел.

*Cladophlebis*¹ *breviciliatus* sp. n.

Табл. I, фиг. 7

Голотип: препарат № $\frac{5236-1-11}{V}$, хранится в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Восточная Монголия, Дзунбаинский район, нижний мел (неоком), темно-серая подсвита дзунбаинской свиты.

О п и с а н и е в и д а. Размеры: диаметр 55 μ . Очертание споры округлое, слегка угловатое. Экзина тонкая, окрашенная в бледные тона, покрыта очень мелкими, короткими, тонкими заостренными шипиками с нечетко выраженным треугольным основанием, густо усеивающими поверхность споры. Щель разverzания трехлучевая, простая, длина лучей щели составляет немного более $\frac{1}{2}$ радиуса споры. Цвет споры желтый. Количество экземпляров, послуживших для описания вида, — 2.

И з м е н ч и в о с т ь. Характер изменчивости неясен.

С р а в н е н и я и з а м е ч а н и я. Описываемая спора является спорой весьма распространенного в юре папоротника рода *Cladophlebis* Вгонгп. В нижнемеловых отложениях споры и крупные остатки *Cladophlebis* Вгонгп. также встречаются, но реже, чем в юрских. У представителей этого рода можно наблюдать споры, близкие к таковым современных папоротников рода *Todea* Willd., *T. barbara* (L.) Мооге. По искусственной классификации автора эти споры, так же как *Cladophlebites rubinelliformis* sp. n., относятся к роду *Sphaerina* Mal.

Г е о г р а ф и ч е с к о е р а с п р о с т р а н е н и е и в о з р а с т. Восточная Монголия; нижний мел, готерив.

Cladophlebites rubinelliformis sp. n.

Табл. V, фиг. 2

Голотип: препарат № $\frac{2490-1-11}{V}$, хранится в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Восточная Монголия, Дзунбаинский район; нижний мел (неоком), зеленовато-серая подсвита дзунбаинской свиты.

¹ Как эти, так и большинство описанных ниже спор и пыльцы с палеоботаническими родовыми названиями «*Cladophlebis*», «*Cusadeoidea*» и др. представляют собой «*una species generis*» одного из видов рода без привязки к видам палеоботаники.

Описание вида. Размеры: диаметр 50—60 μ . Очертание споры овальное, немного вытянутое; экзина средней толщины, покрыта средней величины острогранистыми (а не округлыми, как у спор рода *Osmunda* L.) бугорками. Щель разверзания трехлучевая, простая; длина лучей щели составляет около $\frac{1}{3}$ радиуса споры; цвет споры желтый. Количество экземпляров, послуживших для описания вида, — 4.

Изменчивость. Характер изменчивости неясен.

Сравнения и замечания. Описываемая спора, возможно, является спорой папоротника рода *Cladophlebis* (*Todites*) В г о н г в., однако не типична для представителей этого рода. Также не типична она и для рода *Osmunda* L., так как края споры не свертываются.

Географическое распространение и возраст: Восточная Монголия; нижний мел, баррем.

Семейство *Hymenophyllaceae*

Род *HYMENOPHYLLUM* S m.

1946. *Hymenophyllum* S e l l i n g. The spores of the Hawajan Pteridophytes. Ч. 1, табл. 8, фиг. 54—57.
 1949. *Bracteolina* (pars) М а л я в к и н а. Определитель спор и пыльцы, стр. 56, 57, табл. 10, фиг. 1, 2.
 1950. *Hymenophyllum*. Пыльцевой анализ. Под ред. И. М. Покровской, стр. 17, табл. 1, фиг. 3, 4.

Описание рода. См. В. С. Малявкина [1949], стр. 56. Размеры спор современных гименофиллов 40,5—63 μ , ископаемых — более крупные (50—80 μ), иногда более мелкие (35—50 μ).

Изменчивость. Описываемые споры характеризуются мелкой, большей частью бугорчато-зернистой (точечной) структурой или скульптурой экзины; характер зернистости изменяется в зависимости от величины бугорков и углублений между ними; в некоторых случаях, при опускании тубуса микроскопа экзина принимает вид мелко-сетчатой. Встречаются также мелкобугорчатые споры.

Сравнения и замечания. Споры рода *Hymenophyllum* обычно бывают крупнее спор *Trichomanes* другого рода семейства *Hymenophyllaceae*. Однако это прослеживается не всегда и в ископаемом состоянии их бывает трудно различить. Из отложений мезозоя автору известно около 10 видов спор рода *Hymenophyllum*.

Географическое распространение и возраст. Повсеместно от карбона доныне.

Hymenophyllum cretaceum sp. n.

Табл. I, фиг. 3

Голотип: препарат № $\frac{2243-1-5}{V}$, хранится в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Восточная Монголия, Дзунбаинский район; нижний мел (неоком), темно-серая подсвета дзунбаинской свиты.

Описание вида. Размеры: диаметр 70 μ . Очертание споры треугольно-округлое. Спора смята по периферии в крупные концентрические складки; экзина тонкая, мелкозернистая. Щель разверзания трехлучевая, простая, длина лучей щели почти равна радиусу споры; цвет споры желтый. Число экземпляров, послуживших для описания вида, — 3.

Изменчивость. На основании имеющихся данных характер изменчивости не может быть установлен.

Сравнения и замечания. Описываемые споры имеют сходство со спорами *Hymenophyllum australea* Willd. по мелкозернистой экзине и простой, с длинными лучами, щели разверзания. Отличается от нее более мелкой зернистостью, сильной смятостью экзины и более крупными размерами споры.

По искусственной классификации автора, относится так же, как и остальные описанные здесь виды *Hymenophyllum*, к типу *Bracteolina* Mal., подтипу *Hymenobracteolina* Mal.

Географическое распространение и возраст: Восточная Монголия; нижний мел, готерив.

Hymenophyllum pseudoreticulatum sp. n.

Табл. I, фиг. 2

Голотип: препарат № $\frac{5842-5-1}{V}$, хранится в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Восточная Монголия, Дзунбаинский район; нижний мел (неоком), темно-серая подсвета дзунбаинской свиты.

Описание вида. Размеры: диаметр поперечный 55 μ , продольный 75 μ (среднее 65 μ). Очертание споры треугольно-овальное: экзина тонкая, крупно-зернистая, сетчатая, слабо смятая. Щель разверзания трехлучевая, края лучей ее немного утолщены; длина лучей щели разверзания составляет около $\frac{2}{3}$ радиуса споры; цвет споры бледно-желтый. Число экземпляров, послуживших для описания вида, — 2.

Изменчивость. Характер изменчивости неясен.

Сравнения и замечания. *Hymenophyllum pseudo-reticulatum* sp. n. имеет сходство со спорами папоротников *Hymenophyllum asplenoides* Sw., но лишена фестончатой каймы последних и элементы структуры у нее более крупные; при опускании тубуса микроскопа поверхность описываемых спор принимает вид мелкосетчатой.

Географическое распространение и возраст: Восточная Монголия; нижний мел, готерив.

Hymenophyllum glabrescens sp. n.

Табл. I, фиг. 4

Голотип: препарат № $\frac{5482-2-4}{V}$, хранится в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Восточная Монголия, Дзунбаинский район; нижний мел (неоком), темно-серая подсвита дзунбаинской свиты.

Описание вида. Размеры: диаметр 80 μ . Очертание споры треугольно-округлое или слабо трехлопастное (от смятий экзины). Экзина тонкая, смятая по периферии, мелкозернистая. Зернистость не крупная: несколько крупнее, чем у *Hymenophyllum cretaceum* sp. n., и мельче, чем у *H. pseudoreticulatum* sp. n. При опускании тубуса микроскопа поверхность споры производит впечатление точечно-сетчатой. Щель разverzания трехлучевая, простая; длина лучей щели составляет более $\frac{2}{3}$ радиуса споры. Цвет споры желтый. Количество экземпляров, послуживших для описания вида, — 2.

Изменчивость. На основании имеющихся данных характер изменчивости не может быть установлен.

Сравнения и замечания. Спора имеет сходство со спорами папоротников рода *Hymenophyllum* Sm., отличаюсь от последнего очертаниями и несколько более крупными размерами.

Географическое распространение и возраст: Восточная Монголия; неоком (готерив, предположительно средние слои).

Род *TRICHOMANES* L.

1946. *Trichomanes* Sellig. The spores of the Hawajan pteridophytes, табл. 3, фиг. 58—67.

1949. *Bracteolina* (pars) М а л я в к и н а. Определитель спор и пыльцы стр. 56, 57, табл. 10, фиг. 1—3.

1949. *Tabellina* (pars) М а л я в к и н а. Там же, стр. 56—59, табл. 10, фиг. 6—23.

1949. *Tutranes* М а л я в к и н а. Там же, стр. 56, 59, табл. 10, фиг. 4, 5.
 1950. *Trichomanes*. Пыльцевой анализ. Под ред. И. М. Покровской, стр. 117, табл. 1, фиг. 1, 2.

О п и с а н и е р о д а. Размеры: диаметр 18—27 μ , редко до 60 μ , споры ископаемых видов, по-видимому, крупнее современных. Очертание споры округлое или треугольно-округлое. Щель разверзания треугольная, с утолщенными краями лучей щели или простая, лучи щели длинные (от $\frac{1}{2}$ до целого радиуса споры). Экзина тонкая или очень тонкая, часто мелкозернистая, реже очень мелкобугорчатая, при опускании тубуса микроскопа представляется сетчатой; иногда бугорочки бывают неровные: одни крупные, другие более мелкие.

И з м е н ч и в о с т ь. Споры изменяются в размерах (20—60 μ), а также по величине и характеру расположения бугорков на поверхности экзины споры.

С р а в н е н и я и з а м е ч а н и я. Споры близки к спорам *Huttenophyllum* S m., отличаясь от них размерами и структурой экзины — величиной мелких бугорков, более ясной внутренней сетчатостью экзины и более округлой сферической формой споры.

Г е о г р а ф и ч е с к о е р а с п р о с т р а н е н и е и в о з р а с т. Повсеместно; от триаса до третичных отложений включительно.

Trichomanidites pseudocrispus sp. n.

Табл. I, фиг. 5—6

Г о л о т и п: препарат № $\frac{5842-2-4}{V}$; паратип: препарат № $\frac{5472-1-1}{V}$; хранятся в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Восточная Монголия, Дзунбаинский район; нижний мел (неоком), темно-серая подсвита дзунбаинской свиты.

О п и с а н и е в и д а. Размеры: диаметр 70—75 μ . Очертание споры треугольно-округлое, иногда округло-лопастное, экзина очень тонкая, не сильно смятая, покрыта мелкими округлыми бугорками: щель разверзания трехлучевая, простая; длина лучей составляет немного более $\frac{1}{2}$ радиуса споры. Цвет споры желтый. Число экземпляров, послуживших для описания вида, — 10.

И з м е н ч и в о с т ь. Споры изменяются в очертаниях от почти округлых до трехлопастных, размеры спор и строение экзины более или менее постоянны.

С р а в н е н и я и з а м е ч а н и я. Описываемые споры, по-видимому, принадлежат папоротникам сем. *Huttenophyl-*

Ласеае. Родовая их принадлежность не выяснена. Недеформированные треугольно-округлые споры более всего напоминают тонкие с мелкими смятиями споры *Trichomanes Baldwinii* (Eaton) Sarel из работы Г. Селлинга (табл. 3, фиг. 59), хотя по размерам они ближе к крупным спорам *Hymenophyllum*. По искусственной классификации автора, относятся к типу *Bracteolina*, подтипу *Trichomanibracteolina* Mal.

Географическое распространение и возраст. Восточная Монголия; нижний мел (готерив).

Trichomanidites minusculus Mal.

Табл. VIII, фиг. 4

1949. *Tabellina minuscula* Малявкина. Определитель спор и пыльцы, стр. 58, табл. 10, фиг. 12—14.

Голотип: препарат утрачен; паратипы: препараты № $\frac{5286}{V}$, $\frac{5472}{V}$, $\frac{2161}{V}$ и $\frac{4308}{V}$; хранятся в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Западная Сибирь, ст. Называевская, верхний неокм; паратипов — Восточная Монголия, Дзунбаинский и Сайн-Шандинский районы; нижний мел (неокм), темно-серая и зеленовато-серая подслиты дзунбаинской свиты.

Описание вида. См. В. С. Малявкина [1949], стр. 58, табл. 10, фиг. 12—14. Размеры: диаметр 25—35 μ , реже до 45 μ , цвет бледно-желтый.

Изменчивость проявляется только в размерах.

Сравнения и замечания. Описываемые споры иногда несут пленчатый тонкий смятый периспорий. По характеру экзины с мелкозернистой структурой могут быть отнесены к папоротникам сем. *Hymenophyllaceae*; общим обликом спора напоминает споры *Trichomanes draytonianum* Bask. По искусственной классификации автора, относятся к типу *Tabellina*, подтипу *Trichomanitabellina*.

Географическое распространение и возраст: Западная Сибирь, ст. Называевская — нижний мел и сеноман; Монголия — верхи неокома.

Trichomanidites reticulatus Mal.

Табл. VIII, фиг. 5

1949. *Tabellina reticulata* Малявкина. Определитель спор и пыльцы, стр. 57, табл. 10, фиг. 15, 16.

Голотип: препарат № $\frac{446-3-3}{III}$; плезиотипы: $\frac{2167}{V}$, $\frac{2161}{V}$; хранятся в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа — Западная Сибирь, ст. Называевская; нижний мел, верхний неом; плезиотипов — Восточная Монголия, Дзунбаинский район; нижний мел (неоком), зеленовато-серая подсвита дзунбаинской свиты.

Описание вида. См. В. С. Малявкина [1949], стр. 57. Размеры: диаметр 30—50 μ , цвет бледно-желтый.

Изменчивость. Незначительные изменения проявляются только в размерах спор.

Сравнения и замечания. Споры со скорее сетчатой, чем зернистой экзиной, чем несколько отличаются от известных в настоящее время спор современных представителей рода *Trichomanes* с зернисто-сетчатой экзиной.

Географическое распространение и возраст. Западная Сибирь, Эмба — весь нижний мел; Восточная Монголия — баррем.

Семейство Polypodiaceae

(pars с округлыми спорами)

Род POLYPODIUM

1950. *Polypodium*. Пыльцевой анализ. Под ред. И. М. Покровской, стр. 121—137, табл. 4—6.

1953. *Polypodium* Болховитина. Спорово-пыльцевая характеристика меловых отложений центральных областей СССР. Табл. VII, фиг. 23, 24.

Описание рода. См. В. С. Малявкина [1949], стр. 72. Размеры от 35 до 70 μ , реже до 100 μ . Цвет желтый и бледно-желтый.

Изменчивость. Споры рода *Polypodium* отличаются некоторой изменчивостью в расположении и толщине тяжей.

Сравнения и замечания. По искусственной системе автора споры рода *Polypodium* должны быть отнесены к типу *Exinella*, хотя большинство спор этого типа являются спорами селягинелл.

Географическое распространение и возраст. Повсеместно. Крупные толстостенные споры от пермских до меловых и вышележащих отложений включительно, мелкие (с тонкой экзиной) — верхняя юра, мел, третичные отложения.

Polypodiumidites multituberculatus sp. n.

Табл. V, фиг. 3

Голотип: препарат № $\frac{2167-2-2}{V}$, хранится в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Восточная Монголия, Дзунбаинский район; нижний мел (неоком), зеленовато-серая подсвита дзунбаинской свиты.

Описание вида. Размеры: диаметр 55 μ . Очертание споры треугольно-округлое; экзина мелко и неправильно бугорчатая, толстая; спора имеет вдоль периферии широкий двойной контур; внешний край городчатый; щель разверзания трехлучевая, простая; длина лучей щели равна радиусу споры. Цвет споры желтый. Число экземпляров, послуживших для описания вида, — 2.

Изменчивость. Характер изменчивости не установлен.

Сравнения и замечания. Споры имеют сходство со спорами *Polypodium aureum* L., однако отличаются от них более мелкими и часто расположенными бугорками и простой щелью разверзания. Возможно, являются спорами какого-либо вида папоротника рода *Polypodium* L. По искусственной классификации автора относятся к типу *Exinella*, подтипу *Polypodiaceaeexinella*.

Географическое распространение и возраст: Восточная Монголия; нижний мел (баррем).

Polypodiacites rarituberculatus sp. n.

Табл. I, фиг. 8

Голотип: препарат № $\frac{5167-3-4}{V}$, хранится в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Восточная Монголия, Дзунбаинский район, нижний мел (неоком), темно-серая подсвета дзунбаинской свиты.

Описание вида. Размеры: диаметр около 55 μ . Очертание споры неправильное, бобовидно-округлое, экзина средней толщины, покрыта редко расположенными, средней величины бугорками; внешний край неровный; спора имеет двойной контур и трехлучевую щель разверзания; края лучей щели немного утолщены. Цвет споры желтый. Число экземпляров, послуживших для описания вида, — 4.

Изменчивость. На основании имеющихся данных характер изменчивости не может быть установлен.

Сравнения и замечания. Спора невыясненной систематической принадлежности, напоминает некоторые из спор папоротников сем. *Polypodiaceae*, подсем. *Pterideae* — например *Pteris cretica* L.¹; от близких к ней форм подсемейства *Polypodiaceae* отличается трехлучевой щелью разверзания.

Географическое распространение и возраст: Восточная Монголия; неоком (готерив, предположительно — средние слои).

¹ См. Пыльцевой анализ. Под ред. И. М. Покровской, табл. 6, фиг. 1—2.

Polypodiacites (?) polypodioides sp. n.

Табл. I, фиг. 9

Голотип: препарат № $\frac{5531-3-1}{V}$, хранится в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Восточная Монголия, Дзунбаинский район; нижний мел (неоком), темно-серая подсвита дзунбаинской свиты.

О п и с а н и е в и д а. Размеры: диаметр 45 μ . Очертание споры неправильно-округлое, угловатое; экзина средней толщины, смятая по периферии споры, покрыта неровно-бугровидными, нетолстыми тяжами; щель разверзания трехлучевая, простая, слабо просвечивает при повороте микрометричного винта; длина лучей щели составляет около $\frac{2}{3}$ радиуса споры. Цвет споры желтый. Количество экземпляров, послуживших для описания вида, — 5.

И з м е н ч и в о с т ь. На основании имеющихся данных характер изменчивости не может быть точно установлен, по-видимому, имеются изменения в толщине и расположении тяжей.

С р а в н е н и я и з а м е ч а н и я. Спора имеет черты сходства со спорами папоротников сем. Polypodiaceae.

Г е о г р а ф и ч е с к о е р а с п р о с т р а н е н и е и в о з р а с т: Восточная Монголия; нижний мел (готерив).

СПОРЫ ТРЕУГОЛЬНЫХ ОЧЕРТАНИЙ

Споры папоротников. Класс FILICINAE

ПОДКЛАСС LEPTOSPORANGIATAE

ПОРЯДОК FILICALES

Семейство Schizaeaceae

Подсемейство Lygodieae

Род LYGODIUM Swartz

- 1949. *Bucculina* (pars) М а л я в к и н а. Определитель спор и пыльцы, стр. 32 и 34, табл. 1, фиг. 13.
- 1949. *Cardioangulina* (pars) М а л я в к и н а. Там же, стр. 33 и 36, табл. 2, фиг. 7—9, 11—12.
- 1949. *Cardiolina* (pars) М а л я в к и н а. Там же, стр. 31 и 37, табл. 1, фиг. 14—22.
- 1949. *Cardiosectella* (pars) М а л я в к и н а. Там же, стр. 33 и 35, табл. 3, фиг. 8—13.
- 1949. *Triangulina* (pars) М а л я в к и н а. Там же, стр. 30 и 47, табл. 7, фиг. 5.

1950. *Lygodium*. Пыльцевой анализ. Под ред. И. М. Покровской, стр. 142, табл. 8, фиг. 106.
1953. *Lygodium* Кара-Мурза. К вопросу о возрасте комплексов спор и пыльцы нижнего мела Советской Арктики. Труды НИИГА, т. 37, табл. I и II.
1954. *Lygodium* Кара-Мурза. Споры и пыльца мезозойских отложений Северо-Енисейско-Ленской области (юра и мел). Труды НИИГА, т. LIV, стр. 59—68, табл. 8 и 9.
1954. *Lygodium* Зауер и Мчедlishvili. Спорово-пыльцевые комплексы мезозойских и мезо-кайнозойских отложений района г. Тюмени. Табл. VI, фиг. 3—11; табл. XI, фиг. 16—21; табл. XII, фиг. 22—24; табл. XV, фиг. 17—18.

Описание рода. См. В. С. Малявкина (1949), стр. 30 и 33 и другие указанные работы. Размеры: диаметр спор современных представителей рода 65—115 μ . Ископаемые споры могут быть как крупнее, так и мельче современных.

Изменчивость. Споры рода *Lygodium* отличаются крупными размерами и большим разнообразием в строении экзины. Последняя бывает гладкая или с сетчатой структурой, однако чаще встречаются споры с разнообразными скульптурными украшениями: более или менее крупными бугорками, расположенными равномерно или неравномерно на поверхности споры, ресничками или ворсинками. Очертания спор чаще всего лопастные (от резко до слабо лопастных), реже правильно треугольные.

Сравнения и замечания. Споры рода *Lygodium* весьма своеобразны и резко отличаются от спор других родов сем. Schizaeaceae. По искусственной системе автора эти споры включены в состав родов: *Bucculina*, *Cardioangulina*, *Cardiolina*, *Cardiosectella*, *Sagittella*, *Triangulina*. Уже на основании этого можно судить о разнообразии форм спор рода *Lygodium*. Следует отметить, однако, что искусственные роды включают как мелкие, так и крупные и преимущественно гладкие формы, споры же рода *Lygodium* — крупные и чаще скульптурные, чем гладкие. Мелкие гладкие формы спор размером 35—65 μ , включенные в указанные искусственные «роды», к *Lygodium* не относятся, а принадлежат преимущественно папоротникам семейств Cyatheaceae, Dipteridaceae.¹ Споры рода *Lygodium* Swartz (принадлежащие различным «родам» по искусственной системе) не являются монотипными.² Род *Lygodium* Swartz составляет отдельное подсемейство Lygodieae.

¹ A. Schenk. Die fossile Flora der grenzgeschichte des Keupers und Lias Frankens. Wiesbaden, 1867.

² Споры *Clathropteris Münsteriana* Schenk и *Dictyophyllum Göeppertii*; см. также исследования в этой области М. И. Брик и Э. Л. Копытовой.

³ Монотипными споры могут быть в том случае, когда тип споры и искусственный «род» совпадают с классификационными признаками спор рода и семейства по естественной классификации растительных организмов, например, род *Tripartina* Mal. — *Cibotium*.

³ Заказ 213.

Географическое распространение и возраст: споры рода *Lygodium*¹ особенно широким распространением пользуются в нижнемеловых отложениях районов Монголии, Западной Сибири и Дальнего Востока (Япония и в настоящее время является ареной широкого распространения папоротников рода *Lygodium* Swartz).

Центром распространения современных представителей подсемейства *Lygodieae* является палеотропическая зона, откуда они распространились и дальше как на север, так и на юг. На севере папоротники подсемейства *Lygodieae* встречаются до Японии включительно, на юге — до Новой Зеландии.

Lygodium compactum Mal.

Табл. VIII, фиг. 6

1949. *Bucculina compacta* М а л я в к и н а. Определитель спор и пыльцы, стр. 35, табл. 1, фиг. 13.

Г о л о т и п: препарат № $\frac{37-8-7}{III}$; плезиотип: препарат № $\frac{2243}{V}$; хранятся в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Западная Сибирь, ст. Называевская; верхний апт.

Местонахождение плезиотипа: Восточная Монголия, Дзунбаинский район; нижний мел (неоком).

О п и с а н и е в и д а. См. В. С. М а л я в к и н а [1949], стр. 35, табл. 1, фиг. 13. Размеры: диаметр 100—150 μ . Цвет темно-желтый и темно-оранжевый. Споры по преимуществу очень крупные.

И з м е н ч и в о с т ь. Споры устойчивого облика, весьма крупные, немного изменяются преимущественно в размерах и в толщине экзины.

С р а в н е н и я и з а м е ч а н и я. По искусственной классификации автора относятся к типу *Bucculina*, подтипу *Lygodiibucculina*.

Г е о г р а ф и ч е с к о е р а с п р о с т р а н е н и е и в о з р а с т: Западная Сибирь — апт и, возможно, неоком; Восточная Монголия — неоком (готерив и баррем).

Lygodium tuberculatum f. *typicum* sp. et f. n.

Табл. VIII, фиг. 7, 8

1954. *Lygodium* sp. З а у е р и М ч е д л и ш в и л и. Спорово-пыльцевые комплексы мезозойских и кайнозойских отложений района г. Тюмени. Табл. VI, фиг. 9, 10; табл. XII, фиг. 22.

Г о л о т и п: препарат № $\frac{2199-1-1}{V}$; паратип: препарат № $\frac{1290-2-1}{V}$; хранятся в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

¹ Появляются впервые в отложениях конца позднелюрской эпохи (Зап. Сибирь).

Местонахождение голотипа и паратипа: Восточная Монголия, Дзунбаинский район: нижний мел (неоком), зеленовато-серая подсвита дзунбаинской свиты.

Описание вида. Размеры от 50 до 100 μ , реже более 100 μ . Очертание споры треугольное, лопастное; лопасти не резко выделяются, относительно короткие, расширенные у основания и притупленные у окончания; экзина споры толстая, крупно-бугорчатая, бугорки резче выдаются у окончания лопастей; щель разverzания трехлучевая, простая; длина ее лучей составляет около $\frac{2}{3}$ радиуса споры. Бугорки могут быть резко выраженные или несколько сглаженные. Цвет споры оранжево-желтый. Число экземпляров, послуживших для описания, — 50.

Изменчивость. Спора характеризуется большой изменчивостью бугорков поверхности экзины: могут быть споры с очень резко выраженной бугорчатостью и споры, у которых сохраняется только крупная городчатость вдоль внешнего края окончания лопастей и несколько бугорков между лучами щели разverzания. Размеры спор различны — от 50 до 100 μ и более. Очертания не всегда постоянны: могут быть экземпляры с более выступающими и менее ясно выраженными лопастями.

Сравнения и замечания. По искусственной классификации автора, *Lygodium tuberculatum* f. *typicum* sp. et f. n. так же, как описываемые ниже 8 видов и подвидов этого рода, относится к типу *Cardioangulina* Mal., подтипу *Lygodiocardioangulina*.

Географическое распространение и возраст. Восточная Монголия; нижний мел (готерив и баррем).

Lygodium magnigranulatum sp. n.

Табл. V, фиг. 5

Голотип: препарат № $\frac{4330-1-X}{V}$, хранится в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Восточная Монголия, Сайн-Шандинский район; нижний мел (неоком), зеленовато-серая подсвита дзунбаинской свиты.

Описание вида. Размеры: диаметр 70—80 μ . Очертание споры треугольное, слабо лопастное, лопасти несколько менее развиты, чем у *Lygodium tuberculatum*; экзина так же, как и у последней, крупнобугорчатая, толстая, бугорки округлые, по поверхности споры распределены равномерно, и углы спор не выделяются скоплением бугорков, как это имеет место у *L. tuberculatum* sp. n.; щель разverzания трехлучевая, простая; длина лучей щели составляет около $\frac{2}{3}$ радиуса споры. Цвет споры красновато-оранжевый. Число экземпляров, послуживших для описания, — 10.

Изменчивость. Споры имеют устойчивые признаки, немного изменяются в размерах.

Сравнения и замечания. Споры *L. magnigranulatum* sp. n. близки к спорам *L. tuberculatum* sp. n., но отличаются от последних несколько более мелкими размерами, при одной и той же величине бугорков и более округлым очертанием и четкостью форм каждого бугорка.

Географическое распространение и возраст: Восточная Монголия; нижний мел (баррем).

Lygodium crispum f. *typicum* sp. et f. n.

Табл. VIII, фиг. 5, 10

Голотип: препарат № $\frac{2142-1-3}{V}$; **паратипы:** препарат № $\frac{4325-1-17}{V}$; хранятся в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Восточная Монголия, Дзунбаинский район; нижний мел (неоком), зеленовато-серая подсвита дзунбаинской свиты; паратипов — Сайн-Шандинский и Дзунбаинский районы; нижний мел (неоком); зеленовато-серая подсвита дзунбаинской свиты.

Описание вида. Размеры 60—70 μ , редко более 70 μ . Очертание споры лопастное-треугольное, экзина средней толщины волнистая, бугорчато-сетчатая (спора «кудрявая»); вдоль утолщенного края (двойного контура) споры располагается тонкое оторочкообразное, почти пленчатое, неокрашенное окаймление (периспорий); в ряде случаев периспорий отсутствует. Щель разверзания трехлучевая, простая. Цвет споры оранжево-желтый. Количество экземпляров, послуживших для описания вида, — более 100.

Изменчивость. Споры несколько изменяются в размерах и очертаниях: могут быть споры с более резко выраженными лопастями и более правильно треугольные; встречаются экземпляры с пленчатым периспорием и без него; двойной контур также различной ширины, иногда отсутствует.

Сравнения и замечания. Споры *Lygodium crispum* sp. n. близки к спорам *L. crispituberculatum* sp. n., но отличаются от них менее резко выраженной бугорчатостью поверхности и у большинства явно заметно двойным контуром на периферии споры; от *L. tuberculatum* sp. n. отличаются меньшей величиной бугорков и их расположением на поверхности, а реже — размерами и очертаниями спор.

Географическое распространение и возраст: Восточная Монголия; нижний мел (готерив и баррем).

Lygodium crispum var. *articulatifomis* sp. et var. n.

Табл. V, фиг. 4

1954. *Lygodium* cf. *articulatum* (?) Зауер и Мchedlishvili, табл. XII, фиг. 23.

Голотип: препарат № $\frac{2110-4-1}{V}$, хранится в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Восточная Монголия, Дзунбаинский район; нижний мел (неоком), зеленовато-серая подсвита даунбаинской свиты.

Описание вариетета. Размеры: диаметр около 70—75 μ . Очертание споры треугольное, лопастное, лопасти вытянутые, почти негородчатые, городчатость заметна только у окончаний лопастей, бугорки экзины мелкие, значительно меньше, чем у типичной формы; окаймления не имеют; щель разверзания и все остальные признаки те же, что и у *L. crispum*. Цвет споры желто-оранжевый. Число экземпляров, послуживших для описания вариетета, — 2.

Изменчивость. Описываемые споры являются крайним членом серии спор данного вида, наиболее отличающимся от основной формы, поэтому и выделены в отдельный вариетет.

Сравнения и замечания. *Lygodium crispum* var. *articulatifomis* sp. et var. n. обнаруживает некоторое сходство (по очертаниям и величине бугорков) со спорами *Lygodium* cf. *articulatum*, обнаруженными В. В. Зауер в отложениях баррема района г. Тюмени, и отличается от них количеством и характером распределения бугорков на поверхности споры. От типичной формы *L. crispum* f. *typicum* описываемая спора отличается крупными размерами и отсутствием пленчатого периспория.

Географическое распространение и возраст: Восточная Монголия; нижний мел (баррем).

Lygodium crisptuberculatum sp. n.

Табл. VIII, фиг. 11—13

Голотип: препарат № $\frac{4338-8-1}{V}$; паратипы: препараты № $\frac{4338}{V}$, $\frac{5286-4-7}{V}$ и $\frac{5286-4-7}{V}$; хранятся в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Восточная Монголия, Сайн-Шандинский район; нижний мел (неоком), зеленовато-серая подсвита дзунбаинской свиты. Местонахождение паратипов: № $\frac{4338-3-4}{V}$ — то же и голотипов № $\frac{5276-4-7}{V}$ и $\frac{5286-4-4}{V}$ —

Дзунбаинский район, темно-серая подсвита дзунбаинской свиты.

Описание вида. Размеры: диаметр 50—60 μ . Очертание споры треугольное, слабо лопастное, экзина бугорчатая с поверхности и сетчатая с нижней стороны, элементы скульптуры (структуры) некрупные, внешний край неровно городчатый, с двойным контуром; щель разветвления трехлучевая, простая; длина лучей составляет немного более $\frac{2}{3}$ радиуса споры, края лучей щели немного утолщены. Цвет споры желто-оранжевый. Число экземпляров, послуживших для описания вида, — 50.

Изменчивость. Описываемые споры изменяются в очертаниях (от почти правильно треугольных до треугольных с выдающимися лопастями), в размерах (50—60 μ), в толщине экзины и в характере расположения бугорков на поверхности.

Сравнения и замечания. Споры *Lygodium crispituberculatum* sp. n. близки к спорам *L. tuberculatum* sp. n. и *L. crispum* sp. n. В верхних частях дзунбаинской свиты споры имеют более четкий облик и наиболее типичны.

Географическое распространение и возраст: Восточная Монголия; нижний мел (баррем, реже готерив).

Lygodium reticulatum f. *typicum* M a l.

Табл. IX, фиг. 1

1949. *Cardioangulina reticulata* М а л я в к и н а. Определитель спор и пыльцы, стр. 36, табл. 2, фиг. 12.

Голотип: препарат № $\frac{35-1-6}{V}$; паратип: препарат № $\frac{2192-1-2}{V}$; хранятся в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Западная Сибирь, ст. Называевская; неоком (апт); паратипа: Восточная Монголия, Дзунбаинский район; нижний мел (неоком), зеленовато-серая подсвита дзунбаинской свиты.

Описание вида. См. В. С. Малявкина [1949], стр. 36, фиг. 12—13. Размеры: диаметр 50—80 μ , реже более 80 μ ; цвет желто-оранжевый. Число экземпляров, послуживших для описания вида, — 50.

Изменчивость. Споры почти не изменяются в очертаниях. Меняется только толщина и цвет экзины, а также характер ее сетчатости; последняя может быть более крупная (например, экземпляры из Западной Сибири) и более мелкая (монгольские экземпляры).

Сравнения и замечания. Споры *Lygodium reticulatum* M a l. f. *typicum* f. n. отличаются от наиболее распространенных спор рода сетчатостью экзины.

Географическое распространение и возраст: Восточная Монголия; нижний мел (баррем, реже готерив).

Lygodium flexuosiformis sp. n.

Табл. I, фиг. 10

Голотип: препарат № $\frac{5286-1-41}{V}$, хранится в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Восточная Монголия, Дзунбаинский район; нижний мел (неоком), темно-серая подсвита дзунбаинской свиты.

Описание вида. Размеры: диаметр около 100—110 μ . Очертание споры треугольное, очень резко лопастное, лопасти удлиненные, узкие, притупленные; экзина неправильно зернистая, сетчатая, очень толстая, спора с широким двойным контуром. Щель разverzания трехлучевая, с утолщенными краями; длина лучей щели составляет немного более $\frac{2}{3}$ радиуса споры. Цвет споры оранжево-желтый. Число экземпляров, послуживших для описания вида, — 15.

Изменчивость. Споры изменяются в размерах и в ширине двойного контура.

Сравнения и замечания. Споры *Lygodium flexuosiformis* sp. n. близки по строению экзины, очертаниям и ширине двойного контура к обнаруженной в отложениях готерива района г. Тюмени споре *Lygodium* cf. *flexuosum* В. г. [В. В. Зауер и Н. Д. Мchedlishvili, 1954]; отличиями монгольских спор являются более узкие лопасти, ясно выраженное утолщение краев лучей щели разverzания и несколько более неправильная скульптура.

Географическое распространение и возраст: Восточная Монголия; нижний мел (готерив).

Lygodium majoriformis sp. n.

Табл. IX, фиг. 2, 3

1954. *Lygodium* sp. Зауер и Мchedlishvili. Спорово-пыльцевые комплексы мезозойских и кайнозойских отложений района г. Тюмени. Табл. XV, фиг. 18.

Голотип: препарат № $\frac{2243-1-3}{V}$; паратип: препарат № $\frac{5286-3-15}{V}$; хранятся в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа и паратипа: Восточная Монголия, Дзунбаинский район; нижний мел (неоком), темно-серая подсвита дзунбаинской свиты.

Описание вида. Размеры: диаметр 80—100 μ , иногда более 100 μ . Очертание споры треугольное, трехлопастное, лопасти выступающие, с широким основанием, слабо приостренные у окончаний; экзина гладкая, толстая; споры имеют двойной контур; щель разверзания трехлучевая, простая или с едва заметным утолщением края лучей; длина лучей щели составляет примерно $\frac{2}{3}$ радиуса споры; окончания лучей окружены нерезкой дуговидной складочкой. Цвет споры оранжево-желтый. Число экземпляров, послуживших для описания вида, — 50.

Изменчивость. Споры мало изменчивы — некоторые изменения наблюдаются только в размерах и в толщине экины.

Сравнения и замечания. Описываемые споры, по-видимому, идентичны с приведенной В. В. Зауер и Н. Д. Мchedlishvili для верхнемеловых отложений района г. Тюмени спорой *Lygodium* sp. (табл. XV, фиг. 18). Распространение этих спор, однако, более широкое, чем указано в последней работе; в Восточной Монголии они встречаются относительно часто в отложениях верхнего неокома, где имеют несколько более интенсивную окраску. По искусственной классификации автора, описываемые споры относятся к роду *Cardioangulina* и близки к *C. major* Mal. из Западной Сибири, от которых отличаются менее выступающими лопастями и наличием дуговидных складочек у окончания лучей щели разверзания.

Географическое распространение и возраст: Восточная Монголия — верхний неоком, готерив—баррем и, возможно, вышележащие отложения; Тюмень, сеноман—турон.

Lygodium pachytellum sp. n.

Табл. V, фиг. 6

Голотип: препарат № $\frac{2186-3-2}{V}$, хранится в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Восточная Монголия, Дзунбаинский район; нижний мел (неоком), зеленовато-серая подсвита дзунбаинской свиты.

Описание вида. Размеры: диаметр около 100 μ . Очертание споры треугольное, слабо лопастное, экзина гладкая, очень толстая, почти не смятая, спора с широким двойным контуром; щель разверзания трехлучевая, простая, длина лучей щели равна радиусу споры. Цвет споры оранжево-желтый. Число экземпляров, послуживших для описания вида, — 2.

Изменчивость. Характер изменчивости вида не выяснен.

Сравнения и замечания. Споры *Lygodium pachytellum* близки к *L. majoriformis* sp. n., от которых отличаются размерами, очертанием, толщиной экзины и длиной лучей щели разверзания.

Географическое распространение и возраст: Восточная Монголия; нижний мел (баррем).

Lygodium punctatituberculatum sp. n.

Табл. I, фиг. 11

Голотип: препарат № $\frac{5472-5-1}{V}$, хранится в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Восточная Монголия, Дзунбаинский район; нижний мел (неоком), темно-серая подсвета дзунбаинской свиты.

Описание вида. Размеры: диаметр 90—100 μ . Очертание спор треугольное, лопастное; экзина толстая, спора с двойным контуром, скульптура экзины мелкобугорчатая, почти точечная; мельчайшие бугорки густо усеивают поверхность споры; щель разверзания трехлучевая, простая; длина лучей щели составляет от $\frac{1}{2}$ до $\frac{2}{3}$ радиуса споры. Цвет споры красновато-оранжевый. Число экземпляров, послуживших для описания вида, — 2.

Изменчивость. Характер изменчивости не установлен.

Сравнения и замечания. Спора *L. punctatituberculatum* sp. n. строением экзины близка к споре папоротников другого рода *Cybotiidites mesopunctatus* sp. n., отличаясь от нее очертанием и отсутствием развилки в угловой части споры.

Географическое распространение и возраст: Восточная Монголия; нижний мел (готерив).

Lygodium cardiolineiformis sp. n.

Табл. V, фиг. 7

Голотип: препарат № $\frac{4332-1-3}{V}$, хранится в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Восточная Монголия, Сайн-Шандинский район; нижний мел (неоком), зеленовато-серая подсвета дзунбаинской свиты.

Описание вида. Размеры: диаметр 50—70 μ . Очертание споры треугольное, углы почти не выступают, а боковые стороны у одного и того же экземпляра различны: слабо выпуклые и слабо вогнутые, экзина густо мелкосетчатая, толстая (темная),

спора с двойным контуром; щель разверзания трехлучевая, длина ее лучей составляет около $\frac{2}{3}$ радиуса споры; края лучей щели разверзания немного утолщены. Цвет споры красновато-оранжевый. Число экземпляров, послуживших для описания вида, — 20.

Изменчивость. Изменения наблюдаются только в размерах спор и в толщине экзины.

Сравнения и замечания. По искусственной классификации автора, относятся к типу *Cardiolina*, подтипу *Lygodiiicardiolina*.

Географическое распространение и возраст: Восточная Монголия; нижний мел (баррем).

Lygodium triplex Mal.

Табл. IX, фиг. 4, 5

1949. *Cardiosectella triplex* Малявкина. Определитель спор и пыльцы. Стр. 35, табл. 3, фиг. 8—11.

Голотип: препарат № $\frac{71-16-3}{III}$; плезиотипы: препараты № $\frac{5455}{V}$ и $\frac{5167}{V}$; хранятся в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Западная Сибирь, ст. Называевская; готерив, баррем; плезиотипов — Восточная Монголия, Дзунбаинский район; нижний мел (неоком), темно-серая подсвита дзунбаинской свиты.

Описание вида. См. В. С. Малявкина [1949], стр. 35, табл. 3, фиг. 13 и 8—11. Размеры: диаметр около 85 μ , реже 45—50 μ ; цвет темно-желтый или оранжевый.

Изменчивость. Споры мало изменчивы, немного колеблются в размерах и толщине экзины. Наиболее характерны споры средних размеров (50—75 μ).

Сравнения и замечания. По искусственной классификации автора, относятся к типу *Cardiosectella*, подтипу *Lygodiiicardiosectella*.

Географическое распространение и возраст: Западная Сибирь — нижний мел, верхний и средний неоком; Восточная Монголия — готерив и баррем.

Lygodium ciliatum var. *mongolicum* sp. et var. n.

Табл. IX, фиг. 6

Голотип: препарат № $\frac{2161-3-2}{V}$, хранится в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Восточная Монголия, Дзунбаинский район; нижний мел (неоком), зеленовато-серая подсвита дзунбаинской свиты.

Описание в ариетета. Размеры: диаметр 60—75 μ . Очертание споры треугольное; споры почти нелопастные; экзина тонкая, слабо смятая, покрыта тончайшими недлинными торчащими ворсинками, отчего в центральной части споры кажутся штриховатыми; щель разверзания трехлучевая, простая, длина ее лучей составляет около $1\frac{1}{2}$ радиуса споры. Цвет споры желтый. Число экземпляров, послуживших для описания, — 2.

Изменчивость. Характер изменчивости не установлен.

Сравнения и замечания. *Lygodium ciliatum* var. *mongolicum* var. n. относится к целой серии спор с ресничками-ворсинками, основная форма которых опубликована без описания и без названия в работе В. В. Зауер и Н. Д. Мchedlishvili [1954] (см. табл. XI, фиг. 20). Мною дано ей наименование *Lygodium ciliatum* f. *typicum* sp. et f. n. Описываемая спора *L. ciliatum* var. *mongolicum* sp. et var. n. отличается от основной формы своей величиной, длиной и толщиной ресничек, почему и выделена в качестве особого, монгольского, подвида. По искусственной классификации автора, относится к типу *Triangulina*, подтипу *Lygodii-triangulina*.

Географическое распространение: Восточная Монголия — нижний мел (баррем); основная форма Западная Сибирь — нижний мел.

Lygodium magniciliatum sp. n.

Табл. I, фиг. 12

Голотип: препарат № $\frac{5286-1-4}{V}$, хранится в палеоботани-

ческой лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Восточная Монголия, Дзунбаинский район; нижний мел (неоком), темно-серая подсвита дзунбаинской свиты.

Описание вида. Размеры: диаметр около 75 μ . Очертание споры треугольное, экзина средней толщины, покрыта толстыми, длинными ресничками, расположенными на поверхности не очень густо, окончания ресничек притуплены; внешний край споры имеет узкий двойной контур; щель разверзания трехлучевая, простая, длина лучей щели составляет около $\frac{2}{3}$ радиуса споры. Цвет споры желтый. Число экземпляров, послуживших для описания вида, — 2.

Изменчивость. Характер изменчивости не установлен.

Сравнения и замечания. Описываемые споры рода *Lygodium* отличаются от других им подобных спор толщиной и незначительной длиной покрывающих экзину ресничек.

Географическое распространение и возраст: Восточная Монголия, нижний мел (готерив).

Lygodiumidites trifurcus Mal.

Табл. I, фиг. 13

Голотип: препарат № $\frac{2243-2-1}{V}$, хранится в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Восточная Монголия, Дзунбаинский район; нижний мел (неоком), темно-серая подсвета дзунбаинской свиты.

Описание вида. Размеры: диаметр 100μ и более. Очертание споры резко трехлопастное; лопасти узкие, хорошо выраженные, смятий поперечного направления на их окончаниях не наблюдается, экзина гладкая, толстая, почти не смятая; цель разветвления трехлучевая, простая, длина ее лучей равна $\frac{2}{3}$ радиуса споры. Цвет споры оранжево-желтый. Число экземпляров, послуживших для описания, — 2.

Сравнения и замечания. Описываемые споры принадлежат к серии спор с резко выдающимися лопастями типа спор *Suatheaceae*; однако слишком крупные размеры заставляют относить их к спорам папоротников сем. *Schizaeaceae*, скорее всего рода *Lygodium*. По искусственной классификации автора, относятся к типу *Sagittella*, подтипу *Lygodiisagittella*.

Географическое распространение и возраст: Восточная Монголия; нижний мел (готерив).

Подсемейство *Aneimieae*РОД *ANEIMIA* Swartz

- 1949. *Trilaterina* Малявкина. Определитель спор и пыльцы, стр. 48, табл. 7, фиг. 1, 2.
- 1949. *Plicatella* Малявкина. Там же, стр. 60, табл. 11, фиг. 1—7.
- 1950. *Aneimia*. Пыльцевой анализ. Под ред. И. М. Покровской, стр. 142, табл. 8, фиг. 4—6.
- 1954. *Mohria* Зауер и Мчедlishvili. Спорово-пыльцевые комплексы мезозойских и кайнозойских отложений района г. Тюмени. Табл. X, фиг. 10—14.
- 1954. *Aneimia* Зауер и Мчедlishvili. Там же, табл. X, фиг. 15.
- 1955. *Aneimia* Chandler. The *Schizaeaceae* of the South of England in Early Tertiary Times. Табл. 35, 36.

Описание рода. См. В. С. Малявкина [1949], стр. 48 и «Пыльцевой анализ» под редакцией И. М. Покровской [1950], стр. 142. Размеры: диаметр тонкоробристых спор $35-55 \mu$, крупноробристых до 120μ . Цвет оранжево-зеленый и желтый.

Изменчивость. Споры отличаются резкой изменчивостью в очертаниях; могут быть треугольные, округло-треуголь-

ные и трехлопастные споры; эскина крупно- или мелко-тонкорребристая, тяжи или ребрышки направлены большей частью параллельно боковым сторонам споры, вкрест общему направлению тяжей; эскина может быть тонкая, светлая и средней толщины, окрашенная в более темные тона.

Сравнения и замечания. Споры рода *Aneimia* близки к спорам рода *Mohria* — такие же ребристые. Обычно считается, что *Aneimia* крупнее *Mohria* и ребристость у нее тоже крупная. Однако Чандлер [M. E. Y. Chandler, 1955] в своей работе приводит фотографии и описание ископаемых спор рода *Aneimia*, от так называемых «*Mohria*» не отличающихся. Род *Mohria* вообще слишком эндемичен (характерен в настоящее время только для Африки, где встречается один вид *M. caffrorum* L. (Desv.) с многочисленными разновидностями) и неизвестно, был ли он распространен в начале мезозоя или выделился только в третичном периоде. Поэтому автор считает возможным относить все мориевидные споры схизеевых из меловых отложений к роду *Aneimia* Sw.

Географическое распространение и возраст. Род *Aneimia* пользуется в настоящее время широким распространением в неотропической зоне (Бразилия, Куба и другие страны тропической Америки), вне ее встречается редко (например, в Натале). В мезозойскую эру был распространен более широко, так как споры *Aneimia* часто встречаются в меловых отложениях СССР. Начал, по-видимому, развиваться со средней юры и наибольшим распространением пользовался в раннем мелу.

В СССР встречается в нижнем мелу повсеместно, реже в верхнем мелу и в третичных отложениях.

Aneimia cardioliiformis sp. n.

Табл. I, фиг. 14

Голотип: препарат № $\frac{2243-1-7}{V}$, хранится в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Восточная Монголия, Дзунбаинский район, нижний мел (неоком), темно-серая подсвита дзунбаинской свиты.

Описание вида. Размеры: диаметр 55 μ . Очертание споры не резко трехлопастное (спора по очертаниям близка к спорам типа *Cardioangulina* Mal.), эскина мелкоребристая, направление тяжей почти параллельно боковым сторонам споры; щель разverzания трехлучевая, простая; длина лучей щели почти равна радиусу споры. Цвет споры оранжево-желтый. Число экзemplаров, послуживших для описания вида, — 2.

Изменчивость. Характер изменчивости не установлен.

Сравнения и замечания. По искусственной классификации автора, описываемые споры относятся к типу *Trilaterina*, подтипу *Aneimii trilaterina*.

Географическое распространение и возраст: Восточная Монголия; нижний мел (готерив).

Aneimia triquetriiformis sp. n.

Табл. V, фиг. 8

1954. *Mohria* sp. Зауери Мchedlishvili. Спорово-пыльцевые комплексы мезозойских и кайнозойских отложений района г. Тюмени. Табл. X, фиг. 11, описания нет.

Голотип: препарат № $\frac{2187-3-2}{V}$, хранится в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Восточная Монголия, Дзунбаинский район; нижний мел (неоком), зеленовато-серая подсвета дзунбаинской свиты.

Описание вида. Размеры 50—65 μ . Очертание споры правильно треугольное, без выступающих лопастей; экзина средней толщины, мелкоребристая; направление тяжей при положении с раскрытой щелью вверх — почти параллельно боковым ее сторонам; щель разверзания трехлучевая, простая, длина лучей щели составляет от $\frac{2}{3}$ до целого радиуса споры. Цвет споры оранжево-желтый. Число экземпляров, послуживших для описания споры, — 30.

Изменчивость. Споры имеют очень постоянный облик, несколько изменяются только в размерах.

Сравнения и замечания. По-видимому, описываемые споры пользуются широким распространением, так как обнаружены, кроме Монголии, в СССР в слоях баррема района г. Тюмени.

Географическое распространение и возраст: Восточная Монголия, Западная Сибирь (Тюмень); нижний мел (баррем).

Aneimia (?) sp.

Табл. I, фиг. 15

Препарат № $\frac{5167-3-61}{V}$, хранится в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение: Восточная Монголия, Дзунбаинский район; нижний мел (неоком), темно-серая подсвета дзунбаинской свиты.

Описание споры. Размеры: диаметр около 50 μ . Очертание споры узкотреугольное, экзина ребристая, тяжи располагаются почти параллельно боковым сторонам споры и имеют несколько больший поперечный диаметр, чем у большинства остальных монгольских видов спор рода *Aneimia*; щель разветвления имеет немного утолщенные края, длина лучей щели составляет около $\frac{2}{3}$ радиуса споры. Цвет споры оранжево-желтый. Число экземпляров, послуживших для описания, — 1.

Изменчивость. Характер изменчивости не установлен.

Сравнения и замечания. Споры несколько отличается от других спор *Aneimia* слабым сходством со спорами папоротников того же семейства рода *Mohria*.

Географическое распространение и возраст: Восточная Монголия, нижний мел (готерив).

Семейство Gleicheniaceae

Род GLEICHENIA Smith

1949. *Bucculina* (pars) Малявкина. Определитель спор и пыльцы, стр. 34, табл. 1, фиг. 10.

1949. *Auritulina* (pars) Малявкина. Там же, стр. 33—34, табл. 1, фиг. 1, 2.

1949. *Pyramidella* Малявкина. Там же, стр. 44, табл. 5, фиг. 12—16.

1953. *Gleichenia* Болховитина. Споры-пыльцевая характеристика меловых отложений центральных областей СССР. Тр. ИГиН АН СССР, вып. 145, геол. сер. (№ 61); табл. II, фиг. 39—42.

Описание рода. См. В. С. Малявкина [1949], стр. 31—32 и 33. Размеры: диаметр 15—35 μ , реже — больше.

Изменчивость. Споры рода *Gleichenia* как более крупные, так и мелкие отличаются большой изменчивостью в очертаниях: у этих спор встречаются все очертания, кроме резко трехлопастного, свойственного спорам схизеевых (род *Lygodium*); однако все они характеризуются наличием преимущественно тонкой или средней толщины экзины без каких-либо элементов скульптуры на поверхности.

Сравнения и замечания. Споры рода *Gleichenia* отличаются от спор других родов папоротников своей незначительной величиной и большей частью тонкой экзиной. Они очень разнообразны по форме. По искусственной системе автора, относятся к *Auritulina*, *Bucculina*, *Pyramidella*¹ и очень редко — к *Sagittella*. Следует указать, что споры глейхений не всегда хорошо отличаются от «ауритулиноподобных» спор *Dipteridaceae*: обычно они мельче последних и распространены в верхней части средней юры, *Dipteridaceae* же более характерны для рэт-лейаса.

¹ См. Н. А. Болховитина [1953, табл. VII, фиг. 27], *Gleichenia circumnata* Sw.

Географическое распространение и возраст. Распространены повсеместно; юра — третичные. Современные встречаются в тропиках, в СССР отсутствуют.

Gleichenia minutissima sp. n.

Табл. I, фиг. 16

Голотип: препарат № $\frac{2243-2-11}{V}$, хранится в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Восточная Монголия, Дзунбаинский район; нижний мел (неоком), темно-серая подсвита дзунбаинской свиты.

Описание вида. Размеры: диаметр 20 μ . Очертание споры треугольное, спора имеет выпуклые боковые стороны и тонкую гладкую экзину; щель разверзания трехлучевая, простая, длина лучей щели равна радиусу споры. Цвет споры бледно-желтый. Количество экземпляров, послуживших для описания вида, — 5.

Изменчивость. Характер изменчивости неясен.

Сравнения и замечания. По искусственной классификации автора, описываемые споры относятся к типу *Bucculino*, подтипу *Gleicheniibucculina*.

Географическое распространение и возраст: Восточная Монголия; нижний мел (готерив).

Gleichenia glabriniiformis sp. n.

Табл. V, фиг. 9

Голотип: препарат № $\frac{4316-1-12}{V}$, хранится в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Восточная Монголия, Сайн-Шандинский район; нижний мел (неоком), зеленовато-серая подсвита дзунбаинской свиты.

Описание вида. Размеры: диаметр около 35 μ . Очертание споры широко-треугольное, с выпуклыми боковыми сторонами, экзина гладкая тонкая, щель разверзания простая, трехлучевая, длина лучей щели почти равна радиусу споры. Цвет споры бледно-желтый. Число экземпляров, послуживших для описания, — 4.

Изменчивость. На основании имеющихся данных характер изменчивости не может быть установлен.

Сравнения и замечания. По искусственной классификации автора, относится к типу *Bucculina*, подтипу *Gleiche-*

niibucculina. По очертанию имеет облик переходной формы между спорами типов *Bucculina* Mal. и *Glabrina* Mal.

Географическое распространение и возраст: Восточная Монголия; нижний мел (баррем).

Gleichenia subminor sp. n.

Табл. X, фиг. 5, 6

Голотип: препарат № $\frac{4325-2-2}{V}$; паратип: препарат № $\frac{2243-2-5}{V}$; хранятся в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Восточная Монголия, Сайн-Шандинский район; нижний мел (неоком), зеленовато-серая подсвета дзунбаинской свиты. Местонахождение паратипа: Восточная Монголия, Дзунбаинский район; нижний мел (неоком), темно-серая подсвета дзунбаинской свиты.

Описание вида. Размеры: диаметр около 30—35 μ . Очертание споры треугольное, углы слабо выступающие, боковые стороны вдавленные, экзина тонкая, гладкая, слабо смятая. Цвет споры бледно-желтый. Число экземпляров, послуживших для описания вида, — 5.

Изменчивость. Характер изменчивости не установлен с достаточной точностью, по-видимому, есть небольшие изменения в размерах.

Сравнения и замечания. По искусственной классификации автора, относится к типу *Auritulina*, подтипу *Gleichenia auritulina*.

Географическое распространение и возраст: Восточная Монголия; нижний мел (готерив и баррем).

Gleichenia media sp. n.

Табл. V, фиг. 10—12

Голотип: препарат № $\frac{4325-1-3}{V}$; паратипы: препараты № $\frac{4325-1-14}{V}$ и $\frac{4325-2-3}{V}$; хранятся в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа и двух паратипов: Восточная Монголия, Сайн-Шандинский район; нижний мел (неоком), зеленовато-серая подсвета дзунбаинской свиты.

Описание вида. Размеры: диаметр 35—40 μ . Очертание споры неправильно угловатое, треугольное, боковые стороны прямые или слабо вогнутые, экзина тонкая, упругая, смятая

в крупные, расположенные под резкими углами складки; щель разверзания трехлучевая, простая; длина лучей щели разверзания составляет более $\frac{2}{3}$ радиуса споры. Цвет споры бледно-желтый. Число экземпляров, послуживших для описания вида, — 15.

Изменчивость. Характер изменчивости с достаточной точностью не установлен, по-видимому, имеются изменения в размерах.

Сравнения и замечания. Описываемые споры являются спорами одного из ископаемых видов папоротника рода *Gleichenia*.

Географическое распространение и возраст: Восточная Монголия; нижний мел (баррем).

Семейство Cyathaceae

Подсемейство Dicksonieae

Род CIBOTIUM

1946. *Cibotium* Sellin g. The spores of the Hawajan Pteridophytes. Табл. 4, фиг. 68—88.

1949. *Tripartina* М а л я в к и н а. Определитель спор и пыльцы, стр. 31, 48—50, табл. 7, фиг. 9—26.

Описание рода. См. В. С. Малявкина [1949], стр. 31. Размеры: диаметр 20—75 μ , реже — больше. Споры описываемого рода характеризуются очень четкими признаками: угловые части у них резко ограничены от центральной поперечными складочками, часто имеющими форму развилка, заканчивающего лучи щели разверзания. Угловые части спор иногда бывают утолщены.

Изменчивость. Для спор рода *Cibotium* особенно характерна струйчатая (морщинистая) структура экзины, однако встречаются и гладкие экземпляры одинаковых очертаний с морщинистыми. Встречается также сочетание двух типов структур экзины, гладкой и струйчатой. Морщинки иногда располагаются только на оторочкообразном периспориц, плотно обволакивающим спору.

Сравнения и замечания. Споры этого рода имеют очень своеобразный облик и от спор других родов семейства отличаются очертаниями и характером скульптуры экзины.

Географическое распространение и возраст. Распространены повсеместно; юра — нижний мел. Мелкие споры этого типа пользуются очень широким распространением в юрских, более крупные — в меловых отложениях.

Cibotium glabrum sp. n.

Табл. X, фиг. 1

Голотип: препарат № $\frac{5167-3-1}{V}$, хранится в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа. Восточная Монголия, Дзунбаинский район; нижний мел (неоком), темно-серая подсвита дзунбаинской свиты.

О п и с а н и е в и д а. Размеры: диаметр около 60 μ . Очертание споры треугольное, слабо лопастное; экзина гладкая, средней толщины, спора с узким двойным контуром; щель разверзания трехлучевая, простая; длина лучей щели разверзания составляет около $\frac{2}{3}$ радиуса споры; лучи щели заканчиваются развилкой у выступов угловых частей споры (поперечной складкой, ограничивающей угловые части споры от ее центра). Цвет споры оранжево-желтый. Число экземпляров, послуживших для описания вида, — 4.

И з м е н ч и в о с т ь. Характер изменчивости не установлен.

С р а в н е н и я и з а м е ч а н и я. Описываемые споры близки к некоторым спорам рода *Cibotium* из верхнеюрских и нижнемеловых отложений района г. Тюмени¹ и являются промежуточной формой между верхнеюрскими и верхнемеловыми спорами. По искусственной классификации автора, относятся к спорам типа *Tripartina*, подтипа *Cibotiitripartina*.

Г е о г р а ф и ч е с к о е р а с п р о с т р а н е н и е и в о з р а с т: Восточная Монголия, нижний мел, готерив и, возможно, баррем, и вышележащие отложения.

Cibotium variabiliformis sp. n.

Табл. II, фиг. 1

1954. *Cibotium* sp. Зауер и Мчедlishvili. Спорово-пыльцевые комплексы мезозойских и кайнозойских отложений района г. Тюмени. Табл. V, фиг. 2.

Голотип: препарат № $\frac{5531-3-2}{V}$, хранится в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Восточная Монголия, Дзунбаинский район; нижний мел (неоком), темно-серая подсвита дзунбаинской свиты.

О п и с а н и е в и д а. Размеры: диаметр около 65 μ . Очертание споры треугольное, трехлопастное. Экзина шагреневая, не очень тонкая (двойной контур почти незаметен); элементы

¹ См. В. В. Зауер и Н. Д. Мчедlishvili [1954, табл. V, фиг. 2, *Cibotium* sp., табл. XV, фиг. 11, *Cibotium* (?)].

структуры мелкие: с поверхности спора кажется мелкобугорчатой, при опускании тубуса микроскопа — мелкосетчатой; щель разверзания трехлучевая, простая; длина лучей щели составляет около $\frac{2}{3}$ радиуса споры. Поперечная складочка, отграничивающая угловые части споры, имеет вид развилка. Цвет споры оранжево-желтый. Число экземпляров, послуживших для описания вида, — 12.

Изменчивость. Споры устойчивого облика, немного изменяются в размерах (55—65 μ) и в величине структурных элементов.

Сравнения и замечания. Споры почти полностью соответствуют изображенной в работе Зауер и Мчедlishvili споре *Cibotium* sp. из верхнеюрских отложений Западной Сибири. Монгольские экземпляры крупнее западносибирских и отличаются от них по величине элементов структуры. По-видимому, они принадлежат одному виду. В готериве Монголии являются реликтами юры.

Географическое распространение и возраст: Западная Сибирь, район г. Тюмени (верхняя юра); Монголия (готерив, возможно, валаажин и верхняя юра).

Cibotium retimesotuberculatum sp. n.

Табл. II, фиг. 2—4

Голотип: препарат № $\frac{5286-2-6}{V}$; паратипы: препараты № $\frac{5286-2-3}{V}$ и $\frac{5482-2-8}{V}$, хранятся в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа и паратипов: Восточная Монголия, Дзунбаинский район; нижний мел (неоком), темно-серая подсвита дзунбаинской свиты.

Описание вида. Размеры: диаметр от 40 до 65 μ . Очертание споры треугольное, трехлопастное, угловые части резко притуплены, экина, бугорчатая снаружи, на внутренней стороне — сетчатая, сетчатость не крупная, все остальные признаки те же, что у *C. variabiliformis* sp. n. Число экземпляров, послуживших для описания, — 5.

Изменчивость. Описываемые споры изменяются в размерах и немного в очертаниях — в тех случаях, когда спора сжата с углов, последние немного притуплены.

Сравнения и замечания. Описываемая спора отличается от *Cibotium variabiliformis* sp. n. более крупной скульптурой поверхности и более притупленными угловыми частями.

Географическое распространение и возраст: Восточная Монголия; нижний мел (готерив).

Cibotium reticulangulatum sp. n.

Табл. V, фиг. 13

Голотип: препарат № $\frac{2490-2-1}{V}$, хранится в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Восточная Монголия, Дзунбаинский район; нижний мел (неоком), зеленовато-серая подсвита дзунбаинской свиты.

Описание вида. Размеры: диаметр 60—70 μ . Очертание споры треугольное, слабо лопастное; экзина в центральной части споры — гладкая, в углах — крупночешуйчатая; щель разветвления трехлучевая, простая, лучи щели заканчиваются в ячейках сеточки на углах споры. Цвет споры оранжево-желтый. Число экземпляров, послуживших для описания вида, — 2.

Сравнения и замечания. Описываемые споры, по-видимому, так же, как и предыдущие виды, относятся, по искусственной классификации автора, к спорам типа *Tripartina*, подтипа *Cibotitripartina*.

Географическое распространение и возраст: Восточная Монголия; нижний мел (баррем).

Cibotiumidites rotundatus sp. n.

Табл. II, фиг. 5

Голотип: препарат № $\frac{5455-7-2}{V}$; хранится в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Восточная Монголия, Дзунбаинский район; нижний мел (неоком), темно-серая подсвита дзунбаинской свиты.

Описание вида. Размеры: диаметр около 100 μ . Очертание споры округло-угловатое, слабо треугольное; углы немного пригнуплены и отделяются поперечными складочками от центральной части споры. Экзина нечетко сетчатая (густо- и крупноточечная), средней толщины; двойного контура нет; щель разветвления трехлучевая, простая, длина лучей щели немного более $\frac{2}{3}$ ее радиуса. Цвет споры оранжево-желтый. Число экземпляров, послуживших для описания вида, — 5.

Изменчивость. Характер изменчивости не установлен.

Сравнения и замечания. Описываемые споры близки к спорам папоротника сем. Cyatheaceae, подсемейства Dicksonieae и напоминают споры *Cibotium*, однако, крупнее последних.

Географическое распространение и возраст: Восточная Монголия; нижний мел (готерив).

Cibotiumidites giganteus sp. n.

Табл. X, фиг. 2—4

Голотип: препарат № $\frac{5286-4-3}{V}$; паратипы: препараты № $\frac{5286-4-5}{V}$ и $\frac{5286-2-3}{V}$; хранятся в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа и паратипов: Восточная Монголия, Дзунбаинский район, нижний мел (неоком), темно-серая подсвита дзунбаинской свиты.

О п и с а н и е в и д а. Размеры: диаметр 90—120 μ . Очертание споры треугольное; лопасти почти отсутствуют, однако угловые части споры выделяются и несут следы не крупной сетчатости, реже — сетчатость деформируется и на углах остаются гладкие, несколько выделяющиеся по цвету участки; экзина толстая, окрашенная в темный оранжево-красный или оранжево-желтый цвет; двойной контур различной ширины, имеется не всегда; щель разверзания трехлучевая, простая, длина ее лучей составляет около $\frac{2}{3}$ радиуса споры; лучи щели заканчиваются развилком в угловых выпуклостях споры. Цвет споры оранжевый, оранжево-желтый, красно-коричневый. Число экземпляров, послуживших для описания вида, — более 200.

И з м е н ч и в о с т ь. Описываемые споры характеризуются большой изменчивостью толщины экзины и четкости сеточки в углах споры. Размеры мало изменяются — споры всегда относительно крупные.

С р а в н е н и я и з а м е ч а н и я. Систематическая принадлежность спор не выяснена с достаточной точностью: споры несколько напоминают споры папоротников рода *Cibotium* и похожи на споры *Cibotium reticuliangulatum* sp. n., однако значительно, почти вдвое, крупнее последних, чем напоминают и споры папоротников рода *Lygodium* сем. Schizaeaceae.

Г е о г р а ф и ч е с к о е р а с п р о с т р а н е н и е и в о з р а с т. Восточная Монголия; неоком (готерив и баррем). Пользуется широким распространением в нижних частях темно-серой и зеленовато-серой подсвиты дзунбаинской свиты и почти отсутствует в верхних частях.

Cibotiumidites mesopunctatus sp. n.

Табл. IX, фиг. 7, 8

Голотип: препарат № $\frac{5455-5-1}{V}$; паратип: препарат № $\frac{5299-1-3}{V}$; хранятся в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа и паратипа Восточная Монголия, Дзунбаинский район; нижний мел (неоком), темно-серая подсвита дзунбаинской свиты.

Описание вида. Размеры: диаметр 80—100 μ . Очертание споры треугольное, слабо лопастное, немного угловатое; угловые части споры немного выделяются (спора имеет двойной контур). Экзипа «шагреновая» — густо точечная. Щель разверзания простая; длина лучей щели составляет более $\frac{2}{3}$ радиуса споры, иногда лучи заканчиваются развилком. Цвет споры оранжево-желтый. Число экземпляров, послуживших для описания вида, — 50.

Изменчивость. Споры немного изменяются в размерах, однако, как правило, всегда крупные — около 100 μ . Развилки в углах споры не всегда хорошо заметны.

Сравнения и замечания. Систематическая принадлежность описываемых спор не выяснена с достаточной точностью: они несколько напоминают споры папоротников рода *Cibotium*, но так же, как споры *Cibotiumidites giganteus* sp. n. близки к спорам папоротников рода *Lygodium* сем. Schizaeaceae.

Географическое распространение и возраст: Восточная Монголия; нижний мел (готерив и баррем).

Подсемейство Coniopterideae subfam. nova M a l.

Род CONIOPTERIS B r o n g n. (pars)

1949. *Bucculina* (pars) М а л я в к и н а. Определитель спор и пыльцы, стр. 32, 34—35, табл. 1, фиг. 5—13.

1949. *Cardiolina* М а л я в к и н а. Там же, стр. 32, 37—38, табл. 1, фиг. 14—31.

Описание рода. См. В. С. Малявкина [1949], стр. 32. Размеры: диаметр 30—50 μ , реже 50—75 μ ; цвет желтый.

Изменчивость. Изменчивость проявляется в размерах, в толщине экзины, в наличии или отсутствии утолщений края лучей щели разверзания.

Сравнения и замечания. К спорам весьма распространенного в мезозойскую эпоху (особенно в юре) папоротника искусственного рода *Coniopteris* B r o n g n. относятся различные споры искусственной классификации В. С. Малявкиной. В описываемом материале встречены споры родов *Bucculina* M a l. и *Cardiolina* M a l., в большинстве случаев имеющие не очень крупные размеры — в среднем от 30 до 50 μ . Мелкие споры этих двух родов скорее, возможно, принадлежат глейхениям; наиболее крупные споры — схизеевым. Споры родов или типов *Bucculina* M a l. и *Cardiolina* M a l. подразделяются на подтипы: *Coniopteribucculina* M a l., *Lygodiibucculina* M a l., *Gleicheniibucculina* M a l.; *Cardiolina* M a l.; *Coniopteriscardiolina* M a l., *Lygodiscardiolina* M a l. Споры глейхений типа *Cardiolina* M a l. не обнаружены. Споры подтипа *Cyatheaaceabucculina* M a l. совместно со спорами подтипа *Cyatheaaceacardiolina* M a l. являются спорами

папоротников особого подсемейства сем. *Syatheaceae*; они имеют более упрощенное строение, чем споры папоротников подсемейства *Dicksonieae* и *Syatheae* и в этом отношении стоят ближе к третьему подсемейству *Thyrsopterideae*; однако недостаточно выяснено, являются ли они идентичными со спорами рода *Thyrsopteris*, и поэтому описываемые споры условно выделены нами в особое подсемейство *Coniorterideae*. Данные Э. А. Копытовой по изучению спор папоротников рода *Coniopteris* В о н г н. (определение М. И. Брик) показали, что этим папоротникам присущи споры 2 типов: по преимуществу *Bucculina* М а л. — спорам *Coniopteris casachstanica* и *Cardiolina* — спорам *C. hymenophylloides*. В ряде случаев в одном спорангии какого-либо одного вида рода *Coniopteris* можно обнаружить экземпляры спор обоих подтипов. Споры папоротников рода *Coniopteris* В о н г н. в меловых отложениях Восточной Монголии встречаются только изредка и принадлежат преимущественно подтипу *Coniopteribucculina* М а л. (споры, близкие по типу к спорам *Coniopteris casachstanica*). Подтип *Coniopteriacardiolina* М а л. в достаточно ясно выраженных экземплярах вообще не был обнаружен на территории исследованных участков.

Географическое распространение и возраст: повсеместно; преимущественно юра, редко триас и мел. Восточная Монголия; нижний мел (готерив, баррем).

Coniopteris triquetrus var. *cretaceus* М а л.

Табл. X, фиг. 7

1949. *Bucculina triquetra* β -*cretacea* М а л я в к и н а. Определитель спор и пыльцы, стр. 35, табл. 1, фиг. 9.

Голотип: препарат № $\frac{34-34^6-1-18}{III}$; плезиотип: препарат

№ $\frac{5286-1-12}{V}$; хранятся в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Западная Сибирь, ст. Называевская, нижний мел; верхний альб. Местонахождение плезиотипа: Восточная Монголия, Дзунбаинский район; нижний мел (неоком), темно-серая подсвита дзунбаинской свиты.

Описание в а р и е т е т а. См. В. С. Малявкина [1949], стр. 35. Размеры: диаметр 40 μ , экземпляры из Восточной Монголии немного крупнее — до 60 μ ; цвет желтый.

И з м е н ч и в о с т ь. Споры с устойчивыми признаками, изменяются только в размерах.

С р а в н е н и я и з а м е ч а н и я. Описываемые споры являются спорами одного из раннемеловых видов рода *Conio-*

pteris В г о н г и., а по искусственной классификации автора относятся к спорам типа *Bucculina*, подтипа *Coniopteribucculina*. Следует указать на то, что иногда в одном и том же спорангии при преобладании спор типа *Bucculina*, можно обнаружить некоторое количество спор типа *Cardiolina* и обратно.

Географическое распространение и возраст: Западная Сибирь; нижний мел (альб). Восточная Монголия, нижний мел (готерив и, возможно, баррем).

Подсемейство Cyatheae

Род *CYATHEA* S m i t h (pars)

1949. *Sagittella* (pars) М а л я в к и н а. Определитель спор и пыльцы, стр. 45, табл. 5, фиг. 19.
1950. *Cyatheae*. Пыльцевой анализ. Под ред. И. М. Покровской, стр. 21, табл. 2, фиг. 1а, 2а, 2в.

Описание рода. См. В. С. Малявкина [1949], стр. 45. Размеры: диаметр 15—45 μ .

Изменчивость. В описываемом материале из спор *Cyatheae* S m i t h встречены формы, относящиеся, по искусственной классификации В. С. Малявкиной, к спорам типа *Sagittella*. Последние бывают различных размеров: мелкие (15—45 μ) или значительно более крупные (до 100 μ). Первые большей частью являются спорами циатеевых, вторые — схизеевых (род *Lygodium* S w a r t z). Изменения у спор типа *Sagittella* замечаются так же по толщине и окраске экзины.

Сравнения и замечания. Поперечных складочек у окончания лучей щели разверзания споры циатей не имеют, эти складочки (в форме развилка) часто хорошо развиты у спор диксониевых.

Географическое распространение и возраст. Распространены повсеместно в меловых и третичных отложениях.

Cyathoidites trifurcus M a l.

Табл. V, фиг. 14

1949. *Sagittella trifurca* β -minor М а л я в к и н а. Определитель спор и пыльцы, стр. 45, табл. 5, фиг. 19.

Голотип утрачен в 1942 г.; плезиотипы № $\frac{2187}{V}$, $\frac{2192}{V}$; хранятся в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Эмба, Сагиз; нижний мел; плезиотипов — Восточная Монголия, Дзунбаинский район; нижний мел (неоком), зеленовато-серая подсвита дзунбаинской свиты.

Описание вида. См. В. С. Малявкина [1949], стр. 45. Размеры: диаметр 15—25 μ . Цвет споры желтый. Число экземпляров, послуживших для описания вида, — 5.

Изменчивость. Спора устойчивого облика, немного изменяется в размерах, толще и окраске экзины.

Сравнения и замечания. Описываемые споры, по-видимому, являются спорами циатеевых, имеют общее сходство со спорами *Cyathea medullaris* Sw., отличаясь от них несколько большей шириной лопастей и более тонкой экзиной.

Географическое распространение и возраст: Арктика, Западная Сибирь; нижний мел. Восточная Монголия; нижний мел (баррем).

Семейство Polypodiaceae (pars)

1946. Polypodiaceae (pars) Selling. The spores of the Hawajan Pteridophytes. Табл. 6, фиг. 119—121, 126, 130—131.

1949. *Medullina* Малявкина. Определитель спор и пыльцы, стр. 30, 40—42, табл. 4, фиг. 16—24.

Описание спор. См. В. С. Малявкина [1949], стр. 30. Размеры: диаметр 40—75 μ ; цвет желтый.

Изменчивость. Споры изменяются в размерах, в толщине и характере структуры экзины (крупно- или мелкосетчатая). Различный характер имеет также щель разверзания: большей или меньшей длины лучи, наличие или отсутствие утолщения края лучей щели разверзания и т. д.

Сравнения и замечания. Описываемые споры являются спорами папоротников подсемейств Pteridoideae, реже Dennstadiaceae и, возможно, некоторых других, обладающих, помимо обычных для семейства бобовидных спор, еще и спорами треугольных очертаний.

Географическое распространение и возраст. Распространены повсеместно. Изредка встречаются в нижнеюрских слоях (начало распространения этих спор); широко распространены в меловых, третичных и в настоящее время.

Polypodiocites platyangulatus Mal.

Табл. V, фиг. 15

1949. *Medullina platyangulata* Малявкина. Определитель спор и пыльцы, стр. 41, табл. 4, фиг. 18.

Голотип: препарат № $\frac{72-8}{III}$; плезиотип: препарат № $\frac{2199}{V}$;

хранятся в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Западная Сибирь, ст. Называевская неоком; плезиотипа — Восточная Монголия, нижний мел (неоком) зеленовато-серая подсвита дзунбаинской свиты.

Описание вида. См. В. С. Малявкина [1949], стр. 41. Размеры: диаметр около 40 μ . Цвет споры желтый.

Изменчивость. Споры весьма определенного облика, сколько-нибудь заметная изменчивость не наблюдалась.

Сравнения и замечания. Описываемые споры являются, по-видимому, спорами папоротников сем. *Polypodiaceae*, общим обликом напоминая сетчатые треугольные споры этого семейства. Со спорами какого-либо определенного вида из известных в настоящее время не сопоставляются. По искусственной классификации автора, относятся к типу *Medullina*, подтипу *Polypodiaceamedullina*.

Географическое распространение и возраст: Западная Сибирь (ст. Называевская), Эмба (Сагыз); нижний мел (неоком). Восточная Монголия; нижний мел (баррем).

Polypodiacites trianguloides M a l. var. *minor* var. n.

Табл. V, фиг. 16

Голотип: препарат № $\frac{2164-1-1}{V}$, хранится в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Восточная Монголия, Дзунбаинский район; нижний мел (неоком), зеленовато-серая подсвита дзунбаинской свиты.

Описание вариетета. Размеры: диаметр 45 μ . Очертание споры треугольное, правильное; экзина тонкая, тонко-сетчатая, штриховатая; утолщение внешнего края очень слабо заметно; щель разверзания трехлучевая, простая; длина лучей щели почти равна радиусу споры. Цвет споры бледно-желтый. Число экземпляров, послуживших для описания, — 2.

Изменчивость. Характер изменчивости описываемых спор не установлен. Споры являются вариететом *Polypodiacites trianguloides* f. *typica* M a l. из нижнего мела Западной Сибири, описанной в «Определителе спор и пыльцы» под родовым названием *Medullina*.

Сравнения и замечания. Описываемые споры отличаются от f. *typica* M a l. отсутствием утолщения края лучей щели разверзания; являются, по-видимому, спорами папоротников сем. *Polypodiaceae*.

Географическое распространение и возраст: Восточная Монголия; нижний мел (баррем).

Polypodiacites punctatus f. *typicus* M a l.

Табл. V, фиг. 17

1949. *Medullina punctata* М а л я в к и н а. Определитель спор и пыльцы, стр. 42, табл. 4, фиг. 24.

Голотип утрачен; плезиотипы: препараты № $\frac{2187}{V}$, $\frac{2199}{V}$; хранятся в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Эмба, Сагиз; нижний мел; плезиотипов — Восточная Монголия, Дзунбаинский район; нижний мел (неоком), зеленовато-серая подсвета дзунбаинской свиты.

О п и с а н и е в и д а. См. В. С. Малявкина [1949], стр. 42. Размеры: диаметр 40—50 μ , реже — более 50 μ . Цвет желтый.

И з м е н ч и в о с т ь. Характер изменчивости не установлен.

С р а в н е н и я и з а м е ч а н и я. По-видимому, спора папоротников семейства *Polypodiaceae*; у некоторых родов (например *Microlepia*, по Селлингу) имеются споры с точечной структурой, аналогичные описываемой *Polypodiacites punctatus* f. *typicus* M a l.

Г е о г р а ф и ч е с к о е р а с п р о с т р а н е н и е и в о з р а с т: Эмба, Сагиз; нижний мел. Восточная Монголия; нижний мел (баррем).

Polypodiacites sp.

Табл. X, фиг. 8

Зарисовка нефиксированного объекта.

Местонахождение образца: Восточная Монголия, Дзунбаинский район; нижний мел (неоком).

О п и с а н и е с п о р ы. Размеры: диаметр 70 μ . Очертание споры треугольное, боковые стороны немного вогнутые. Спора несет оторочку (периспорий), ширина которой составляет от $\frac{1}{2}$ до $\frac{1}{3}$ радиуса споры. Тело, заключенное внутри оторочки, сетчатое; оторочка (периспорий) мелкобугорчатая, шиноватая; шипики резко выделяются вдоль края споры. Щель разверзания трехлучевая, простая; длина лучей щели более радиуса тела (немного заходит на оторочку). Цвет споры желтый. Число экземпляров, послуживших для описания, — 1.

И з м е н ч и в о с т ь. Характер изменчивости не установлен.

С р а в н е н и я и з а м е ч а н и я. Спора, по-видимому, является спорой папоротников сем. *Polypodiaceae*; напоминает споры *Schizostega Lindgatei* Hillebr., от которой отличается шириной периспория и скульптурной поверхностью последнего.

Г е о г р а ф и ч е с к о е р а с п р о с т р а н е н и е и в о з р а с т: Восточная Монголия; нижний мел (готерив — баррем).

БОБОВИДНЫЕ СПОРЫ

Споры папоротников. Класс FILICINAE

ПОДКЛАСС LEPTOSPORANGIATAE

ПОРЯДОК FILICALES

Семейство Polypodiaceae (pars с бобовидными спорами)

Род ASPLENIUM L.

1950. *Asplenium*. Пыльцевой анализ под ред. И. М. Покровской, стр. 130—131, табл. 5, фиг. 2—5.

Описание рода. См. Пыльцевой анализ [1950], стр. 130.

Изменчивость. Споры устойчивого облика, однако изменяются в размерах и характере распределения ячеек или тяжей на поверхности периспория; тяжи могут быть различной толщины и образуют четкие ячейки или неправильные изгибы.

Сравнения и замечания. Встреченные в описываемом материале споры являются, по-видимому, спорами папоротников рода *Asplenium* L., однако они не обнаруживают непосредственного сходства со спорами какого-либо известного вида этого рода.

Географическое распространение и возраст. Распространены повсеместно, начиная с верхней юры и доныне; в Восточной Монголии — нижний мел (гоферив и баррем).

Asplenium sp.

Табл. V, фиг. 18

Препарат № $\frac{2186-2-1}{V}$; хранится в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение: Восточная Монголия, Дзунбаинский район; нижний мел (неоком), зеленовато-серая подсвита дзунбаинской свиты.

Описание вида. Размеры: диаметр 50—80 μ . Очертание споры неправильно округлое (многоугольно-округлое); экзина покрыта крупноячеистой сеточкой, образующей ячейки с острогранистыми стенками. Щель разверзания на поверхности не видна; под сетчатой поверхностью периспория скрыта спора с однолучевой щелью разверзания. Цвет споры желтый. Число экземпляров, послуживших для описания, — 2.

Изменчивость. Споры изменяются в размерах; детально характер изменчивости не установлен.

Сравнения и замечания. По искусственной классификации автора, относятся к спорам типа *Monoletella*, подтипа *Aspleniimonoletella*.

Географическое распространение и возраст: Восточная Монголия; нижний мел (баррем).

Споры PTERIDOPHYTA ближе невыясненной систематической принадлежности (не определенные до семейства и рода)¹

Подотдел 1. *Sphaerae et Tetraformis* M a l., предположительно споры селягинелл, папоротников порядков Filicales (сем. Polypodiaceae) и Ophioglossales (сем. Ophioglossaceae).

Споры без оторочки: 1 группа спор *Rotunda* M a l., подгруппа *Sculptiles* M a l.

Споры с оторочкой: 2 группа спор *Velifera* M a l., подгруппы *Volucres* M a l., *Rotata* M a l.

Подотдел 2. *Tetra et Fabaeformis* M a l., предположительно споры папоротников сем. Cyatheaceae и сем. Polypodiaceae.

1 группа. ROTUNDA M a l.

(округлые споры без оторочки)

ПОДГРУППА SCULPTILES M a l.

Споры типа *BULBELLA* M a l.

(споры папоротников невыясненной систематической принадлежности, возможно сем. Marattiaceae)

1949. *Bulbella* М а л я в к и н а. Определитель спор и пыльцы, стр. 71, 73, табл. 16, фиг. 1, 2.

Описание типа. См. В. С. Малявкина [1949], стр. 71. Размеры: диаметр 40—45 μ . Цвет желтый.

Изменчивость. Споры встречаются не часто, почему характер изменчивости их недостаточно прослежен. Имеются изменения в размерах бугорков. Характер расположения последних на поверхности споры, по-видимому, почти не меняется: бугорки расположены очень ровно со средней частотой (реже, чем у *Osmunda* L.) и не имеют правильной округлой формы, обычно острогранистые или чешуевидные.

Сравнения и замечания. У описываемого типа спор имеются черты сходства со спорами папоротников

¹ Ввиду неясности систематического положения, классификация описанных ниже спор произведена по искусственной системе, предложено ранее автором [В. С. Малявкина, 1949 и 1953].

сем. Marattiaceae, например *Danaea elliptica* Sm. или *Danaea dubia* Presl. Однако споры типа *Bulbella* отличаются правильно округлой формой и трехлучевой щелью разверзания. От спор представителей рода *Angiopteris* Hoffm. споры типа *Bulbella* отличаются более крупными и реже посаженными приостренными бугорками (шипиками).

Географическое распространение и возраст: Западная Сибирь, Эмба, Приуралье, Монголия; от нижнего триаса до мела включительно; Восточная Монголия — нижний мел (баррем и, по всей вероятности, готерив).

Bulbella sphaeriniiformis Mal.

Табл. VI, фиг. 2

1949. *Bulbella sphaeriniiformis* Малявкина. Определитель спор и пыльцы, стр. 73, табл. 16, фиг. 4.

Голотип: препарат № 34—34—б—1—1; плезиотипы: препараты № $\frac{2186}{V}$, $\frac{2190}{V}$; хранятся в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Западная Сибирь, ст. Называевская; апт. Местонахождение плезиотипов — Восточная Монголия, Дзунбаинский район; нижний мел (неоком), зеленовато-серая подсвита дзунбаинской свиты.

Описание вида. См. В. С. Малявкина [1949], стр. 73. Размеры: диаметр 45 μ . Цвет споры желтый. Число экземпляров, послуживших для описания вида, — 5.

Изменчивость. Характер изменчивости не установлен.

Сравнения и замечания. Описываемая спора по характеру скульптуры и размерам близка к спорам папоротников сем. Marattiaceae (*Danaea*, *Marattia*, *Angiopteris*).

Географическое распространение и возраст: Западная Сибирь; нижний мел (апт); Восточная Монголия; нижний мел (баррем). Варистеты (вернее формы): *tenua* К.-М. и *effusa* К.-М. — север Египетско-Ленской области (верхняя юра).

Споры типа *POLITUSELLA* Mal.

споры невыясненной систематической принадлежности, возможно плауновых или папоротников сем. Lycopodiaceae)

1943. *Lycopodium* Erdtman. An introduction to pollen analysis. Табл. XXVII, фиг. 460—470.

1949. *Politusella* Малявкина. Определитель спор и пыльцы, стр. 72, 75, табл. 16, фиг. 14—18.

Описание типа. См. В. С. Малявкина [1949], стр. 72. Размеры: диаметр споры 30—50 μ , реже — более 50 μ . Цвет желтый, темно-желтый.

Изменчивость. Изменения в строении экзины спор типа *Politusella* Mal. не очень велики — экзина всегда ячеистая, в основном различаются по характеру строения ячеек (округлые; шестиугольные, неправильные), их величине, по размеру споры, а также по характеру развития и строению щели разверзания (простая щель или с утолщенными краями, трехлучевая или однолучевая или же щель разверзания скрыта скульптурой экзины).

Сравнения и замечания. Споры типа *Politusella* Mal. являются спорами невыясненной систематической принадлежности. Они включают, по-видимому, как споры папоротников сем. Polypodiaceae, так и сем. Lycopodiaceae.

Географическое распространение и возраст. Распространены повсеместно. Верхний палеозой, мезозой, третичные отложения. Восточная Монголия; нижний мел (готерив, баррем, апт—альб).

Politusella tumiduliramosa sp. n.

Табл. IV, фиг. 1

Голотип: препарат $\frac{2164-4-1}{V}$, хранится в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Восточная Монголия, Дзунбаинский район; нижний мел (неоком), зеленовато-серая подсвита дзунбаинской свиты.

Описание вида. Размеры: диаметр 55 μ . Очертание споры округлое, спора немного угловатая; экзина тонкая, ячеистая, ячейки средних размеров, овально-угловатые, неправильные или почти ромбические, щель разверзания трехлучевая, края лучей ее немного утолщены; в нераскрытой щели скульптурное украшение края лучей имеет вид тяжа. Цвет споры желтый. Количество экземпляров, послуживших для описания, — 3.

Изменчивость. На основании имеющихся данных характер изменчивости не может быть установлен.

Сравнения и замечания. Спора невыясненной систематической принадлежности, очень своеобразного облика, не похожая на обычные споры Polypodiaceae и Lycopodiaceae, но имеет такое же, как и у спор растений этих двух семейств, сетчатое (ячеистое) строение поверхности.

Географическое распространение и возраст. Восточная Монголия; нижний мел, неоком (баррем).

2 группа. *VELIFERA* Mal.

(округлые и округленно-треугольные споры с оторочкой)

ПОДГРУППА *VOLUCRES* Mal.Споры типа *PTERINA* Mal.

(споры лепидодендронов и других лепидофитов,¹ селягинелл и споры невыясненной систематической принадлежности, напоминающие эти формы)

1949. *Pterina* Малявкина. Определитель спор и пыльцы, стр. 13, 64, табл. 13, фиг. 1—7.

Описание типа. См. В. С. Малявкина [1949], стр. 63. Размеры: диаметр — от 30 до 100 μ , чаще 45—55 μ ; окраска спор — различные тона желтого и красно-коричневого оттенков, в зависимости от характера фоссилизации и толщины экзины.

Изменчивость. Споры отличаются большой изменчивостью размеров, скульптурного или структурного строения экзины и ее толщины. Основные же признаки типа: ширина оторочки более $\frac{1}{2}$ радиуса тела и длина лучей щели разверзания, не превышающая размера радиуса тела, остаются без изменения.

Сравнения и замечания. Подгруппа спор *Volucres* Mal., к которой относится тип *Pterina* Mal., подразделяется автором на 3 секции: *Longiletes* Mal., *Lepidostrobae* Mal. и *Lepidostrobaeformis* Mal. Тип спор *Pterina* Mal. относится к первой из них. В низах мезозойских и палеозойских отложений споры типа *Pterina* Mal. являются в основном спорами селягинелл. Остатки растений, относимых с полной достоверностью к сем. *Selaginellaceae*, имеются уже в нижнем карбоне и подобные им формы находят (как и споры типа *Pterina* Mal.) в нижней юре и в вельде (т. е. в доаптских слоях несома и низах апта).² Однако не все споры типа *Pterina* Mal. похожи на типичные споры селягинеллы с оторочкой *Selaginella ruprestis* (L.). Описываемые в данном разделе споры являются представителями той группировки, которая не имеет определенного сходства со спорами *S. ruprestis* (L.). Если первую группировку можно с полной уверенностью относить к подтипу *Selaginellipterina* Mal., то принадлежность второй остается невыясненной. Среди этих спор могут быть споры селягинелл и споры папоротников сем. *Polypodiaceae*; *Polypodiaceae* — молодое семейство, споры представителей которого отличаются большим разнообразием форм.

¹ Споры ископаемых лепидофитов встречаются преимущественно в алеозое, реже в триасе, за исключением сем. *Isoëtaceae*, пользующегося некоторым распространением и ныне. Однако споры современного *Isoëtes lucustris* не относятся к данной подгруппе спор.

² См. А. Н. Криштофович [1957, стр. 189].

Географическое распространение и возраст: повсеместно, девон-третичные отложения. Максимальное количество — в карбоне, нижней и верхней юре и в неокоме.

Pterina globulifera sp. n.

Табл. VI, фиг. 3

Голотип: препарат № $\frac{2161-1-1}{V}$; хранится в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Восточная Монголия, Дзунбаинский район; нижний мел (неоком), зеленовато-серая подсвита дзунбаинской свиты.

Описание вида. Размеры: диаметр 90—100 μ . Очертание споры округленно-треугольное, тело резко округлое (сферическое); оторочка широкая (составляет от $\frac{1}{2}$ до целого радиуса тела споры), вытянута тремя углами, ширина оторочки в углах споры максимальная. Экзина покрыта мелкими, немного стертыми, плоскими бугорками — округлыми чешуйками, более резко выделяющимися на теле, чем на оторочке споры; щель разverzания трехлучевая, простая; длина лучей щели равна радиусу споры. Цвет споры темно-желтый. Количество экземпляров, послуживших для описания, — 2.

Изменчивость. На основании имеющихся данных изменчивость не может быть установлена.

Сравнения и замечания. Спора очень своеобразного облика имеет черты сходства с известной из баррема района г. Тюмени спорой *Filicales* [В. В. Зауер и Н. Д. Мчедlishvili, 1954, табл. XII, фиг. 26], отличаясь от нее более округленными и крупными бугорками на поверхности экзины. По очертаниям оторочки похожа также на *Pterina globuliferiformis* sp. n. из отложений нижнего мела Дзунбаинского района.

Географическое распространение и возраст: Восточная Монголия, нижний мел, зеленовато-серая подсвита дзунбаинской свиты (верхи свиты с преобладанием пыльцы хвойных — до 72%).

Pterina globuliferiformis sp. n.

Табл. VI, фиг. 4

Голотип: препарат № $\frac{2137-2-1}{V}$, хранится в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Восточная Монголия, Дзунбаинский район; нижний мел (неоком), зеленовато-серая подсвита дзунбаинской свиты.

Описание вида. Размеры: диаметр 75 μ . Очертание споры треугольно-округлое, тело почти округлое, немного угловатое, оторочка немного недоразвитая, с тремя выступающими углами, неширокая ($1\frac{1}{2}$ радиуса споры в углах оторочки). Экзина с бугорчатой чешуйчатой скульптурой, толстая, чешуйки мелкие. Щель разверзания трехлучевая, простая; длина лучей щели равна радиусу тела споры. Цвет споры желтый. Количество экземпляров, послуживших для описания, — 2.

Изменчивость. Характер изменчивости не установлен.

Сравнения и замечания. По очертаниям и скульптуре экзины спора близка к *P. globulifera* sp. n., отличаясь от нее более мелкой бугорчатостью экзины и более узкой оторочкой споры.

Географическое распространение и возраст: Восточная Монголия; нижний мел (баррем).

Pterina paradoxa sp. n.

Табл. II, фиг. 6

Голотип: препарат № $\frac{5286-1-7}{V}$, хранится в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Восточная Монголия, Дзунбаинский район; нижний мел (неоком), темно-серая подсвита дзунбаинской свиты.

Описание вида. Размеры: диаметр 90 μ . Очертание споры неправильное, округлое, оторочка или периспорий имеет угловатое очертание; экзина точечная, очень тонкая, бледная; щель разверзания трехлучевая, простая, длина лучей щели составляет около $1\frac{1}{2}$ радиуса споры. Цвет споры бледно-желтый. Число экземпляров, послуживших для описания вида, — 3.

Изменчивость. Споры имеют характерный облик, почти не изменяющийся у исследованных экземпляров.

Сравнения и замечания. Спора невыясненной систематической принадлежности, близка к *Pterina paradoxiformis* sp. n., но отличается от нее большей величиной, точечной экзиной периспория (оторочки) и менее резким, более расплывчатым очертанием.

Географическое распространение и возраст: Восточная Монголия; нижний мел (готерив).

Pterina ornatissima sp. n.

Табл. II, фиг. 7

Голотип: препарат № $\frac{5286-1-18}{V}$, хранится в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Восточная Монголия, Дзунбаинский район; нижний мел (неоком), темно-серая подсвита дзунбаинской свиты.

Описание вида. Размеры: диаметр 60 μ . Очертание споры округленно-треугольное; спора с оторочкой, ширина которой составляет около $1/2$ радиуса споры; тело округло-треугольное, по его периферии оторочка утолщена и образует особый слой с таким же неровным краем, как и внешний; экзина мелкосетчатая на теле и внешнем крае оторочки; внутренняя часть почти гладкая, толстая; щель разверзания трехлучевая, простая, длина ее лучей равна радиусу тела споры. Цвет споры желтый. Количество экземпляров, послуживших для описания вида, — 3.

Изменчивость. На основании имеющихся данных характер изменчивости не устанавливается.

Сравнения и замечания. Спора невыясненной систематической принадлежности, возможно, папоротника сем. Polypodiaceae.

Географическое распространение и возраст: Восточная Монголия, Дзунбаинский район; нижний мел (готерив).

Pterina undulifera sp. n.

Табл. X, фиг. 9

Голотип: препарат № $\frac{4315-2-1}{V}$, хранится в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Восточная Монголия, Сайн-Шандинский район; нижний мел (неоком), зеленовато-серая подсвита дзунбаинской свиты.

Описание вида. Размеры: диаметр 50—55 μ . Очертание споры округленно-треугольное; экзина покрыта множеством некрупных узких тяжей, опутывающих всю поверхность споры; расположены они, по-видимому, на периспории, который, окружая со всех сторон слабо заметную спору, создает впечатление цельности всего комплекса споры и оторочки (периспория). Щель разверзания трехлучевая, видна на поверхности; длина ее лучей почти равна радиусу споры. Цвет споры желтый. Число экземпляров, послуживших для описания вида, — 20.

Изменчивость. Споры устойчивого облика. Незначительные изменения наблюдаются в размерах и в характере сохранности тяжей, расположенных на периспории.

Сравнения и замечания. Описываемая спора является спорой невыясненной систематической принадлежности. Однако можно предположить, что она относится так же, как и другие сложные формы, к одному из подсемейств сем. Polypodiaceae. В строении этой споры есть нечто общее со спорами *Lindsaya deltoidea* C. Chr., *Odontosoria aculeata* C. Chr.; отличие заключается в отсутствии у спор *Lindsaya* и *Odontosoria* ясно выраженных тя-

жей, отчего спора внутри периспория видна более ясно, чем у описываемого вида.

Географическое распространение и возраст: Восточная Монголия; нижний мел (готерив и баррем).

Споры типа *VENTOSELLA* Mal.

(споры невыясненной систематической принадлежности, возможно селягинелл)

1949. *Ventosella* Малявкина. Определитель спор и пыльцы; стр. 63, 65, табл. 13, фиг. 10—12.

Описание типа. См. В. С. Малявкина [1949], стр. 63. Размеры: диаметр 25—60 μ , реже до 100 μ . Цвет спор бледно-желтый, оранжевый, оранжево-красный, в зависимости от характера фоссилизации и толщины экзины.

Изменчивость. Споры изменяются по скульптурному или структурному строению экзины (встречается гладкая, сетчатая, точечная и реже — мелкошиповатая экзина) и по размерам; постоянным признаком являются ширина оторочки (немного менее $1/2$ радиуса тела споры) и длина лучей щели разverzания (большой частью более радиуса тела — лучи почти всегда заходят на оторочку).

Сравнения и замечания. Споры типа *Ventosella* Mal. в палеозойских и нижнемезозойских отложениях являются, по-видимому, спорами *Lepidophytinae*. Споры из плодущей шишки ленидоцендрона и представители типа *Ventosella* Mal. похожи, но отличаются рядом мелких признаков. Для меловых отложений систематическое положение типа *Ventosella* Mal. не выяснено — возможно, они являются спорами селягинелл.

Географическое распространение и возраст: повсеместно в небольшом количестве. Пермь—нижний мел.

Ventosella mongolica sp. n.

Табл. VI, фиг. 5

Голотип: препарат № $\frac{2486-2-8}{V}$, хранится в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Восточная Монголия, Дзунбаинский район; нижний мел (неоком), зеленовато-серая подсвита дзунбаинской свиты.

Описание вида. Размеры: диаметр — 45 μ . Очертание споры округло-овальное, слабо треугольное, тело треугольно-округлое; оторочка средней ширины (около $1/2$ радиуса тела споры); экзина тонкая, гладкая или слабо зернистая; щель разverzания трехлучевая, простая; длина лучей щели немного бо-

лее радиуса тела — окончания лучей заходят на оторочку. Цвет споры желтый. Количество экземпляров, послуживших для описания вида, — 5.

Изменчивость. На основании имеющихся данных характер изменчивости не определяется.

Сравнения и замечания. Споры невыясненного систематического положения.

Географическое распространение и возраст: Восточная Монголия; неом (баррем).

Ventosella sp.

Табл. II, фиг. 8

Препарат № $\frac{5286-1-3}{V}$, хранится в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение: Восточная Монголия, Дзунбаинский район: нижний мел (неом), темно-серая подсвита дзунбаинской свиты.

Описание споры. Размеры: диаметр 60 μ . Очертание споры округленно-треугольное, углы оторочки заострены и резко выступают, боковые стороны выпуклые; ширина оторочки в углах составляет $\frac{1}{2}$ радиуса тела споры; экзина тонкая, гладкая или слабо шагреневая; щель разverzания трехлучевая, простая, с длинными лучами; длина их превышает длину радиуса тела споры. Цвет споры желтый. Число экземпляров, послуживших для описания, — 1.

Изменчивость. На основании имеющихся данных характер изменчивости не может быть установлен.

Сравнения и замечания. Споры невыясненной систематической принадлежности, близка к *Pterina paradoxa* sp. n., отличаясь от нее размерами и длиной лучей щели разverzания.

Географическое распространение и возраст: Восточная Монголия; нижний мел (готерив).

ПОДГРУППА *ROTATA* Mal.

Споры типа *GYRINELLA* Mal.

1949. *Gyrinella* М а л я в к и н а. Определитель спор и пыльцы, стр. 66, 67—69, табл. 14, фиг. 4—18.

Описание типа. См. В. С. М а л я в к и н а [1949], стр. 66.

Размеры: диаметр 25—45 μ , редко до 60—70 μ . Цвет бледно-желтый, оранжевый.

Изменчивость. Споры типа *Gyrinella* M a l. характеризуются большой изменчивостью. Изменяются размеры, степень

развития оторочкообразного окаймления (более развитое, недоразвитое, толстое, тонкопленчатое и т. д.), характер щели разverzания (простая щель с утолщенными краями, с более длинными или более короткими лучами). Среди относящихся к этому типу спор наблюдается изобилие и большое разнообразие видов.

Сравнения и замечания. Споры невыясненной систематической принадлежности. Некоторые изображенные в работах Е. М. Нокс споры ужовниковых напоминают споры типа *Gyrinella* Mal.

Географическое распространение и возраст: распространены повсеместно в небольшом количестве экземпляров; с верхней юры, преимущественно мел.

Gyrinella orbiculata Mal. *β-textatiformis* var. n.

Табл. II, фиг. 9

Голотип: препарат № $\frac{5531-1-3}{V}$, хранится в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Восточная Монголия, Дзунбаинский район; нижний мел (неоком), темно-серая подсвита дзунбаинской свиты.

Описание варьетета. Размеры: диаметр 45 μ . Очертание споры треугольно-округлое, с широким окаймлением; экзина средней толщины, шагреневая; слегка радиально смятая щель разverzания — трехлучевая со слабо утолщенными краями; длина лучей щели почти равна радиусу споры. Цвет споры желтый. Число экземпляров, послуживших для описания, — 5.

Изменчивость. Характер изменчивости не установлен.

Сравнения и замечания. Описываемые споры являются разновидностью нижнемеловой *Gyrinella orbiculata* f. *typica* Mal., по строению экзины несколько сходны с *Gyrinella textata* Mal. из верхнемеловых отложений Западной Сибири. Систематическое положение их неясно.

Географическое распространение и возраст: Восточная Монголия; нижний мел (готерив).

Gyrinella gyrinoides Mal.

Табл. VI, фиг. 6

1949. *Gyrinella gyrinoides* Малявкина. Определитель спор и пыльцы, стр. 68, табл. 14, фиг. 5.

Голотип: утерян в 1941—1942 гг.

Описание вида. См. В. С. Малявкина [1949], стр. 68.

Изменчивость. Споры характеризуются постоянным обликом, незначительно изменяясь только в размерах.

Сравнения и замечания. Споры юрского происхождения (из верхнеюрских видов). В нижнем мелу Монголии встречаются как реликт верхней юры, что объясняется мощностью континентальных отложений и постоянством или, вернее, меньшей изменчивостью растительных комплексов в течение юрской и раннемеловой эпох.

Географическое распространение и возраст: Эмба; верхняя юра. Восточная Монголия; нижний мел.

Gyrinella simplicissima M a l. f. *typica* f. n.

Табл. II, фиг. 10

1949. *Gyrinella simplicissima* М а л я в к и н а. Определитель спор и пыльцы, стр. 68, табл. 14, фиг. 13.

Голотип: утерян в 1941—1942 гг., плезиотип: препарат № $\frac{2243-3-1}{V}$, хранится в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Эмбенская область; неоком; плезиотипа — Восточная Монголия, Дзунбаинский район; нижний мел (неоком), темно-серая подсвита дзунбаинской свиты.

Описание вида. См. В. С. Малявкина [1949], стр. 68. Размеры: диаметр 60 μ . Цвет споры желтый. Число экземпляров, послуживших для описания вида, — 100.

Изменчивость. Спора очень определенного облика, у типичной формы с гладкой экзиной имеется также разновидность с шагреновой экзиной, *G. simplicissima* M a l. var. *glabrescens* var. n.

Сравнения и замечания. Спора невыясненной систематической принадлежности.

Географическое распространение и возраст: Эмба, Сагиз; нижний мел (неоком). Восточная Монголия; нижний мел (готерив).

Gyrinella orbiculata M a l. var. *rotundiformis* var. n.

Табл. II, фиг. 11

Голотип: препарат № $\frac{3148-5-3}{V}$, хранится в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Восточная Монголия, Дзунбаинский район; нижний мел (неоком), темно-серая подсвита дзунбаинской свиты.

Описание подвида. Размеры: диаметр 55 μ . Очертание споры треугольно-округлое, слегка вытянутое; экзина толстая; спора с двойным контуром, который образуется близко

примыкающим к споре толстым периспорием — оторочкой. Щель разverzания простая, с длинными лучами, окончания лучей заходят немного дальше контура тела споры. Цвет споры желтый. Число экземпляров, послуживших для описания варьетета, — 10.

С р а в н е н и я и з а м е ч а н и я. Споры невыясненной систематической принадлежности.

Г е о г р а ф и ч е с к о е р а с п р о с т р а н е н и е и в о з р а с т: Восточная Монголия; нижний мел (готерив).

Споры типа *CARDIOANGULINA* M a l.

(споры папоротников невыясненной систематической принадлежности)

1949. *Cardioangulina* (pars) М а л я в к и н а. Определитель спор и пыльцы, стр. 30, 32 и 36, 37, табл. 2, фиг. 13.

О п и с а н и е т и п а. См. В. С. Малявкина [1949], стр. 30. Размеры: диаметр: от 40 до 75 μ , реже — до 100—115 μ . Цвет споры желтый, оранжевый, оранжево-красный.

И з м е н ч и в о с т ь. Для спор типа *Cardioangulina* M a l. характерно трехлопастное очертание; скульптура экзины может быть различна, однако преобладают гладкие формы. Щель разverzания почти всегда простая. Размеры спор очень колеблются.

С р а в н е н и я и з а м е ч а н и я. Мелкие споры типа *Cardioangulina* M a l. являются спорами невыясненной систематической принадлежности, крупные — большей частью споры *Lygodium*.

Г е о г р а ф и ч е с к о е р а с п р о с т р а н е н и е и в о з р а с т: повсеместно; нижняя юра — верхний мел.

Cardioangulina trivalvis M a l.

Табл. X, фиг. 10

1949. *Cardioangulina trivalvis* М а л я в к и н а. Определитель спор и пыльцы, стр. 36, табл. 2, фиг. 6.

Голотип: препарат № $\frac{34-34-6-5-2}{III}$; плезиотипы: препараты № $\frac{5472}{V}$ и $\frac{4309-1-6}{V}$; хранятся в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Западная Сибирь, ст. Называевская, апт; плезиотипов — Восточная Монголия, Дзунбаинский и Сайн-Шандинский районы, темно-серая и зеленовато-серая подцветы дзунбаинской свиты.

О п и с а н и е в и д а. См. В. С. Малявкина [1949], стр. 36. Размеры: диаметр около 60 μ . Цвет споры желтый. Число экземпляров, послуживших для описания вида, — 5.

И з м е н ч и в о с т ь. Споры резко изменяются по характеру структуры (или скульптуры) экзины: могут быть споры с гладкой, точечно-бугорчатой и бугорчатой экзиной. Размеры спор почти не изменяются..

Сравнения и замечания. Типичной формой является гладкая спора, бугорчатые и тонкобугорчатые экземпляры могут быть выделены как отдельные формы или модификации. Принадлежность этих спор к определенным растениям недостаточно выяснена, несомненно только то, что эти споры являются спорами папоротников. Можно выделить, кроме *f. typica* f. n., еще *f. punctatituberculata* f. n. и *f. tuberculata* f. n.

Географическое распространение и возраст: Западная Сибирь, ст. Называевская; апт; Восточная Монголия, Дзунбаинский и Сайн-Шандинский районы; готерив и баррем (темно-серая и зеленовато-серая подсвиты дзунбаинской свиты).

Cardioangulina triceps M a l. *f. punctata* f. n.

Табл. X, фиг. 11

Голотип: препарат № $\frac{37-3-7}{III}$; плезиотип: препарат № $\frac{5482}{V}$; хранятся в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ. Местонахождение голотиша: Западная Сибирь, ст. Называевская; неоком и апт; плезиотиша — Восточная Монголия, Дзунбаинский район; нижний мел (неоком), темно-серая подсвита дзунбаинской свиты.

Описание формы. См. В. С. Малявкина [1949], стр. 36. Размеры: диаметр 30—60 μ . Цвет споры желтый, темно-желтый, оранжевый. Число экземпляров, послуживших для описания, — 30.

Изменчивость. Споры устойчивого облика, изменяется немного в размерах и в цвете и строении экзины (темно-желтая, желтая, гладкая, точечная экзина).

Сравнения и замечания. Споры невыясненной систематической принадлежности, возможно, папоротников рода *Coniopteris* B r o n n. От типичных спор этого рода отличаются более выступающими углами, чем напоминают также и споры рода *Lygodium* S w a r t z (сем. Schizaeaceae). *Cardioangulina triceps* f. *punctata* f. n. отличается от *f. typica* только точечностью экзины (у типичной формы экзина гладкая).

Географическое распространение и возраст: Западная Сибирь; нижний мел, апт (редко неоком). Восточная Монголия; нижний мел, неоком (готерив и, возможно, баррем).

Споры типа *CARDIOLINA* (pars) M a l.

(споры папоротников невыясненной систематической принадлежности)

1949. *Cardiolina* (pars) М а л я в к и н а. Определитель спор и пыльцы, стр. 37, 38, табл. 1, фиг. 14—21.

Описание типа. См. В. С. Малявкина [1949], стр. 32, 37. Размеры: диаметр 30—60 μ , реже — до 80 μ . Цвет споры желтый, оранжево-желтый, коричнево-оранжевый.

Изменчивость. Споры типа *Cardiolina* M a l. не имеют таких крупных размеров, как споры типа *Cardioangulina*

М а l. Наибольшим распространением пользуются споры $40-60 \mu$ в диаметре. Очертания спор слабо треугольные, иногда почти правильно треугольные или округленные.

С р а в н е н и я и з а м е ч а н и я. Большинство спор типа *Cardiolina* М а l. являются спорами папоротников весьма распространенного в юре и менее — в раннем мелу рода *Coniopteris* В г о н г н. Однако среди спор типа *Cardiolina* М а l. имеются и такие виды, которые не могут быть с достаточной степенью достоверности отнесены к указанному роду; они описываются ниже.

Г е о г р а ф и ч е с к о е р а с п р о с т р а н е н и е и в о з р а с т: распространены повсеместно, изредка — в нижнем и верхнем триасе, в массовом количестве — в средней юре, реже — в нижнемеловых отложениях.

Cardiolina compacta sp. n.

Табл. II, фиг. 12

Голотип: препарат № $\frac{5425-2-1}{V}$, хранится в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Восточная Монголия, Дзунбаинский район; нижний мел (неоком), темно-серая подсвита дзунбаинской свиты.

О п и с а н и е в и д а. Размеры: диаметр 60μ . Очертание споры треугольное, экзина очень толстая, гладкая или шагреневая; по периферии споры располагается очень толстое (широкое) окаймление — резко выраженный двойной контур; щель развращения трехлучевая, имеет резко утолщенные края, длина лучей щели составляет около $\frac{1}{2}$ радиуса споры. Цвет споры темный, красновато-оранжевый. Число экземпляров, послуживших для описания, — 4.

И з м е н ч и в о с т ь. Характер изменчивости не установлен.

С р а в н е н и я и з а м е ч а н и я. *Cardiolina compacta* sp. n. является спорой папоротников невыясненной систематической принадлежности, возможно сем. *Syatheaceae*.

Г е о г р а ф и ч е с к о е р а с п р о с т р а н е н и е и в о з р а с т: Восточная Монголия; нижний мел (готерив).

Споры типа *TRIQUETRELLA* М а l.

(споры папоротников невыясненной систематической принадлежности)

949. *Triquetrella* М а л я в к и н а. Определитель спор и пыльцы, стр. 32, табл. 6, фиг. 1—13.

О п и с а н и е т и п а. См. В. С. Малявкина [1949], стр. 32, 6. Размеры: диаметр от 25 до 55μ , реже до $70-80 \mu$. Цвет споры светлый или бледно-желтый.

Изменчивость. Споры типа *Triquetrella* характеризуются довольно постоянным обликом, за исключением представителей юрских *Triquetrella angulosa* Mal., среди которых различаются многочисленные варианты.

Сравнения и замечания. Большая часть спор типа *Triquetrella*, по-видимому, является спорами папоротников семейства Cyatheaceae подсемейства Thyrsopteridae. Они близки к спорам рода *Thyrsopteris* (например, *Thyrsopteris elegans* Kunze). Представители типа *Triquetrella* Mal. пользуются наибольшим распространением в средней юре, в верхней юре, а в нижнемеловых отложениях встречаются уже значительно реже. Род *Thyrsopteris* Kunze — реликтовый. Эти папоротники произрастают в настоящее время только на о-ве Хуан Фернандес. По А. Н. Криштофовичу, возможно, что «часть остатков, сходных с *Coniopteris*, может относиться к *Thyrsopteris*... Присутствие этого рода в ископаемом состоянии твердо не установлено, но реликтовый характер его вполне говорит за эту возможность, хотя, вероятно, и не ранее мезозоя»¹. В верхнем и среднем мезозое, по-видимому, они пользовались значительно более широким распространением. Споры типа *Triquetrella* Mal. появляются в нижнем триасе.

Географическое распространение и возраст: распространены повсеместно; средняя юра, реже нижний мел, очень редко — триас.

Triquetrella anguliformis Mal. var.

Табл. II, фиг. 13

Голотип: препарат № $\frac{5286-1-15}{V}$, хранится в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Восточная Монголия, Дзунбаинский район; нижний мел (неоком); темно-серая подсвита дзунбаинской свиты.

Описание споры. Размеры: диаметр 50—70 μ . Очертание споры треугольное, боковые стороны почти прямые, экзина тонкая, немного смятая, гладкая или слабо точечная; щель разветвления трехлучевая, простая; длина лучей щели составляет немного более $\frac{2}{3}$ радиуса споры. Цвет споры желтый. Число экземпляров, послуживших для описания споры, — 1.

Изменчивость. Характер изменчивости не выяснен.

Сравнения и замечания. Спора папоротника не выясненной систематической принадлежности, возможно сем

¹ А. Н. Криштофович [1941, стр. 168, 169].

Cyatheaceae, близка к *Triquetrella anguliformis* f. *typica* M a l. из нижнего мела Западной Сибири, отличаясь от нее более крупными размерами и точечной экзиной.

Географическое распространение и возраст: Восточная Монголия; нижний мел (готерив).

Отдел II. Пыльца

Пыльцевые зерна установленной систематической принадлежности

Подотдел 1. Пыльца типа Gymnospermae (голосеменных) классов: Cycadophytinae (порядка Bennettitales); Coniferinae (порядка Coniferales); Ephedrinae (порядка Ephedrales); Ginkgoinae (порядка Ginkgoales).

1. Группа пыльцевых зерен *Intorta* N a u m. em. M a l., веретенообразные пыльцевые зерна нацело вымерших беннетитов (класс Cycadinae) и реликтовых гинкговых (класс Ginkgoinae) растений, пользовавшихся широким распространением в течение всего мезозоя.

2. Группа пыльцевых зерен с воздушными мешками *Saccata* N a u m., хвойные семейств Podocarpaceae (pars) и Pinaceae (pars).

3. Группа пыльцевых зерен *Infriata* N a u m., хвойные без воздушных мешков и без борозд сем. Pinaceae (pars), Cupressaceae, Araucariaceae и хвойниковые сем. Ephedraceae.

ПЫЛЬЦЕВЫЕ ЗЕРНА ГРУППЫ INTORTA

Naum. em. Mal.

Класс CYCADOPHYTINAE

ПОРЯДОК BENNETTITALES

Семейство Bennettitaceae

Род CYCADEOIDEA (pars)

935. *Cycadeoidea* (pars) W o d e h o u s e. Pollen grains, their structure and significance in science and medicine, стр. 229, 230, фиг. 71, 72.

949. *Siliculina* М а л я в к и н а. Определитель спор и пыльцы, стр. 118, табл. 44, фиг. 14—17.

Описание рода. Размеры: диаметр продольный по Зудхаузу 20—67 μ , по данным автора 30—35 μ , редко до 50—60 μ , отношение длины к ширине — 3 : 1; 2 : 1; 5 : 3. Очертание

пыльцевого зерна в несвернутом (несмятом) виде — овальное, в смятом — удлинено-прямоугольное; в последнем случае оба полюса открытые, или один открытый, другой закрытый, закругленные или не резко заостренные. Борозда, вдоль которой свертывается овальное зерно, прямая, иногда слабо расширяется к полюсам. У некоторых видов вдоль борозды наблюдаются утолщения, не доходящие до полюсов. Экзина средней толщины или тонкая, гладкая, сетчатая или точечная.

Изменчивость. Пыльца *Cycadeoidea* очень устойчива, наблюдаются изменения только в размерах. Мелкие формы распространены в юрских отложениях.

Сравнения и замечания. Пыльца рода *Cycadeoidea* по искусственной системе автора относится к «роду» *Siliculina*. Эта пыльца близка по размерам к пыльце гинкговых, но отличается от нее характером свертывания краев пыльцевого зерна. От сетчатой и точечной, реже гладкой, довольно крупной пыльцы беннеттитов отличается небольшими размерами, а также характером свертывания пыльцевого зерна. Имеющиеся у некоторых видов рода *Cycadeoidea* (род *Siliculina* M a l.) утолщения, расположенные вдоль края борозды, возможно, представляют собой участки вдвое сложенных завернутых краев зерна. Аналогичные утолщения имеются у пыльцевых зерен саговиков, но отсутствуют у гинкговых. Пыльцевые зерна типа *Cycadeoidea* (или *Siliculina* M a l.) появляются и исчезают одновременно с нильсониями.

Географическое распространение и возраст: распространены повсеместно; юра, реже нижний мел. Монголия; неоком (готерив и баррем).

Cycadeoidea prolongata sp. n.

Табл. XI, фиг. 1

Голотип: препарат № $\frac{5286-1-10}{V}$, хранится в палеоботанической

лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Восточная Монголия; нижний мел (неоком), темно-серая подсвита дзунбаинской свиты.

Описание вида. Размеры: диаметр продольный 50—60 μ , отношение длины к ширине 3 : 1. Очертание пыльцевого зерна в наиболее обычном для него сложенном виде — удлиненное, веретеновидное (в расправленном виде пыльца не наблюдалась). Полюса открытые, округленные, борозда узкая, прямая. Экзина тонкая, мелкосетчатая. Число экземпляров, послуживших для описания вида, — 5.

Изменчивость. Характер изменчивости не установлен.

Сравнения и замечания. Описываемые пыльцевые зерна близки по строению к пыльце *Cycadeoidea dacotensis* Wieland, от которой отличаются сетчатой экзиной и более постоянными размерами. По искусственной системе автора, относятся к пыльце типа *Siliculina*, подтипа *Cycadeoideisiliculina*.

Географическое распространение и возраст: Восточная Монголия; нижний мел, готерив и баррем.

Род *Wielandia* Nathorst (pars)

1935. *Wielandia* Wodehouse R. P. Ph. D. Pollen grains, their structure, identification and significance in science and medicine, стр. 232, фиг. 74.

Описание рода. Размеры: диаметр продольный, около 90 μ , отношение длины к ширине 2 : 1. Очертание пыльцевого зерна в смятом виде веретеновидное, зерно угловатое, немного смятое, полюса не совсем остроконечные, немного притупленные. Борозда (или линия продольного свертывания пыльцевого зерна) узкая, полюса приоткрытые или закрытые. Экзина слабо смятая, почти гладкая (слабо зернистая). Цвет пыльцевого зерна желтый.

Изменчивость. Данных по изменчивости не имеется, так как обнаружены только единичные экземпляры не очень хорошей сохранности.

Сравнения и замечания. Встреченные в нижнем мелу Монголии пыльцевые зерна близки к пыльце *Wielandia punctata* Nathorst и *W. angustifolia* Wodehouse. По искусственной классификации автора, относятся к пыльце типа *Involvinella* typ. n.

Географическое распространение и возраст: распространены повсеместно в мезозое; Восточная Монголия, нижний мел.

Wielandia (?) *magna* sp. n.

Табл. III, фиг. 1

Голотип: препарат № $\frac{5531-4-1x}{V}$, хранится в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Восточная Монголия, Дзунбаинский район; нижний мел (неоком), темно-серая подсвита дзунбаинской свиты.

Описание вида. Размеры: диаметр продольный около 100 μ , отношение длины к ширине около 2 : 1. Очертание пыльцевого зерна широковеретеновидное, полюса закрытые, выдающиеся и немного притупленные; борозда узкая, почти прямая,

близко подходит к полюсам, слабо расширяясь около них, боковые смятия смыкающиеся; экзина тонкая, почти гладкая (слабо зернистая), немного смятая. Цвет пыльцевого зерна желтый. Количество экземпляров, послуживших для описания вида, — 2.

Изменчивость. Характер изменчивости не установлен. **Сравнения и замечания.** Описываемые пыльцевые зерна напоминают пыльцу *Wielandia punctata* Nathorst, от которой отличаются более крупными размерами. По искусственной классификации автора, относятся к пыльце типа *Involvinella*, подтипа *Wielandiinvolvinnella*.

Географическое распространение и возраст: Восточная Монголия, неоком, готерив.

Класс GINKGOINAE

ПОРЯДОК GINKGOALES

Семейство Ginkgoaceae

Род *GINKGO* L. и другие гинкгообразные формы пыльцы

- 1949. *Retectina* М а л я в к и н а. Определитель спор и пыльцы, стр. 115, табл. 44, фиг. 10—13.
- 1949. *Platychila* М а л я в к и н а. Там же, стр. 116, табл. 44, фиг. 5.
- 1949. *Acuminella* М а л я в к и н а. Там же, стр. 118, табл. 44, фиг. 18, 19.
- 1950. *Ginkgoaceae*. Пыльцевой анализ. Под ред. И. М. Покровской, стр. 165—166, табл. 11, фиг. 8, 9.
- 1953. *Ginkgoetectina* М а л я в к и н а. Палеоботанический сборник, стр. 136—138, табл. I, фиг. 20—22, табл. V, фиг. 1—3.

Описание. См. в цитированных работах.

Изменчивость. Пыльцевые зерна мало изменчивы, однако все же несколько отличаются одни от других, о чем свидетельствует возможность отнесения их к трем различным морфологическим типам искусственной системы автора: *Retectina*, *Platychila* и *Acuminella*. Изменения в деталях строения экзины и борозды, отчего появляется различный тип свертывания пыльцевых зерен, и незначительно — в размерах. Экзина обычно гладкая, но иногда встречаются зерна с точечной и даже сильно сетчатой экзиной.

Сравнения и замечания. Среди описываемых ниже пыльцевых зерен присутствует как пыльца гинкго, так и пыльца многочисленных предков этого рода: *Psugmophyllum*, *Baiera*, *Czekanowskia*, *Ginkgodium*, вымерших еще до наступления третичной эпохи.

Географическое распространение и возраст: современный представитель рода *Ginkgo-G. biloba* L. сохранился как реликт третичной эпохи в Японии. Ископаемая пыльца гинкго часто встречается в верхнемеловых и третичных

отложениях различных районов. Пыльцевые зерна предков гинкго найдены почти повсеместно в отложениях от пермских до меловых включительно. В Восточной Монголии они обнаружены в нижнем мелу — неокоме (готерив и баррем).

Ginkgoacites glabra var. *cretacea* M a l.

Табл. XI, фиг. 9

1949. *Retectina glabra* var. *cretacea* М а л я в к и н а. Определитель спор и пыльцы, стр. 117, табл. 44, фиг. 13.

Голотип: препарат № $\frac{1027-1-4}{III}$, хранится в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Западная Сибирь, ст. Называевская, нижний мел.

О п и с а н и е в а р и е т е т а. См. В. С. Малявкина [1949], стр. 117, табл. 44, фиг. 13. Размеры: диаметр (продольный) около 50 μ , отношение длины к ширине 2 : 3. Количество экземпляров, послуживших для описания варьитета, — 10.

И з м е н ч и в о с т ь. Изменчивость не прослежена.

С р а в н е н и я и з а м е ч а н и я. Пыльцевые зерна являются пыльцой гинкговых. По искусственной классификации автора, относятся к пыльце типа *Retectina*, подтипу *Ginkgoaceaeretectina*, так же, как и все описанные ниже *Ginkgoidites*.

Г е о г р а ф и ч е с к о е р а с п р о с т р а н е н и е и в о з р а с т. Западная Сибирь, Восточная Монголия: неоком (готерив и баррем).

Ginkgoidites ultraminor sp. n.

Табл. XI, фиг. 10, 11

Голотип: препарат № $\frac{2167-2-1}{V}$; паратип: препарат № $\frac{5286-1-3}{V}$; хранятся в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Восточная Монголия, Дзунбаинский район, нижний мел (неоком), зеленовато-серая подсвита дзунбаинской свиты; паратипа — там же, темно-серая подсвита дзунбаинской свиты.

О п и с а н и е в и д а. Размеры: диаметр продольный около 25 μ , отношение длины к ширине 2,5 : 1. Очертание пыльцевого зерна овальное, в смятом виде веретеновидное, угловатое; полюса закрыты, остроконечные; экзина тонкая, гладкая или слабо-точечная. Цвет пыльцевого зерна бледно-желтый. Число экземпляров, послуживших для описания вида, — 10.

И з м е н ч и в о с т ь. Пыльцевые зерна устойчивого облика, изменчивость почти не проявляется.

Сравнения и замечания. Пыльцевые зерна гинкговых.

Географическое распространение и возраст: Восточная Монголия, неоком (готерив — баррем).

Ginkgoidites minor sp. n.

Табл. XI, фиг. 13

Голотип: препарат № $\frac{5286-1}{V}$, хранится в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Восточная Монголия; нижний мел (неоком), темно-серая подсвита дзунбаинской свиты.

Описание вида. Размеры: диаметр продольный 25 μ , отношение длины к ширине 2 : 1. Очертание пыльцевого зерна овальное, в смятом виде веретеновидное, немного угловатое, полюса закрытые или слегка приоткрытые, остроконечные, сегмент перекрытия не виден; экзина слабо точечная. Цвет пыльцевого зерна бледно-желтый. Число экземпляров, послуживших для описания вида, — 20.

Изменчивость. Изменчивость пыльцевых зерен незначительная, практически незаметна: некоторое различие наблюдается в степени выраженности структуры экзины (от почти гладкой до точечной).

Сравнения и замечания. Пыльцевые зерна принадлежат, по-видимому, какому-то гинкгообразному, возможно одному из древних представителей рода *Ginkgo* L.

Географическое распространение и возраст: Восточная Монголия; нижний мел, готерив — баррем.

Ginkgoidites pseudostromatifera sp. n.

Табл. XI, фиг. 14

Голотип: препарат № $\frac{5286-5-1}{V}$, хранится в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Восточная Монголия; нижний мел (неоком), темно-серая подсвита дзунбаинской свиты.

Описание вида. Размеры: диаметр продольный 45 μ , отношение длины к ширине около 2,5 : 1. Очертание пыльцевого зерна овальное, в смятом виде (при свертывании) веретеновидное, сегмент перекрытия средней длины (не доходит до полюсов), полюса остроконечные, один из них немного приоткрыт. Характерным признаком для пыльцевого зерна данного вида является образование при свертывании зерна слабых утолщений, рас-

положенных по обеим сторонам борозды. Экзина слабо зернистая, не очень тонкая. Цвет пыльцевого зерна желтый. Число экземпляров, послуживших для описания вида, — 2.

Изменчивость. На основании имеющихся данных характер изменчивости не может быть установлен.

Сравнения и замечания. Пыльцевые зерна типа пыльцы гинкговых архаического облика.

Географическое распространение и возраст: Восточная Монголия, неоком (готерив и баррем).

Ginkgoidites involuta sp. n.

Табл. XI, фиг. 15

1950. *Ginkgoacites* sp. Пыльцевой анализ. Под ред. И. М. Покровской, табл. 11, фиг. 9d.

1954. Сусадасеае Зауер и Мчедlishvili. Спорово-пыльцевые комплексы мезозойских и кайнозойских отложений района г. Тюмени. Табл. II, фиг. 27.

Голотип: препарат № $\frac{2243-1-4}{V}$, хранится в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Восточная Монголия, Дзунбаинский район; нижний мел (неоком), темно-серая подсвита дзунбаинской свиты.

Описание вида. Размеры: диаметр продольный около 40 μ , отношение длины к ширине 2 : 1. Очертание пыльцевого зерна овальное; при свертывании зерна веретеновидное, полюса остроконечные (один немного шире другого). Борозда мало заметная на одном из полюсов, далее закрывается вследствие продольного свертывания боковых сторон пыльцевого зерна. Экзина гладкая, не очень тонкая. Цвет пыльцевого зерна желтый. Число экземпляров, послуживших для описания вида, — 3.

Изменчивость. На основании имеющихся данных характер изменчивости не может быть установлен.

Сравнения и замечания. Пыльцевые зерна типа пыльцы гинкго. Обнаруженный в отложениях темно-серой свиты экземпляр несколько меньших размеров, чем аналогичная пыльца из отложений баррема района г. Тюмени.

Географическое распространение и возраст: Западная Сибирь; юра; Восточная Монголия; неоком (готерив и баррем).

Ginkgoacites acuminata sp. n.

Табл. XI, фиг. 12

Голотип: препарат № $\frac{4342-7}{V}$; паратип: препарат № $\frac{4342-1-8}{V}$; хранятся в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа и паратипа: Восточная Монголия, Сайн-Шандинский район; нижний мел (неоком), зеленовато-серая подсвита дзунбаинской свиты.

Описание вида. Размеры: диаметр продольный 50—55 μ . Отношение длины к ширине около 2 : 1. Очертание пыльцевого зерна овальное, в смятом виде веретеновидное, экзина тонкая или средней толщины, гладкая, сегмент перекрытия боковых сторон зерна не виден. Цвет пыльцевого зерна желтый и темно-желтый. Число экземпляров, послуживших для описания вида, — 40.

Изменчивость. Пыльцевые зерна мало изменчивые. Небольшие изменения имеются только в размерах зерен и цвете экзины.

Сравнения и замечания. Пыльцевые зерна принадлежат ископаемым представителям сем. *Ginkgoaceae*.

Географическое распространение и возраст: Восточная Монголия; неоком, баррем, реже готерив.

Ginkgoacites subplicata sp. n.

Табл. XI, фиг. 8

Голотип: препарат № $\frac{2167-2-1}{V}$, хранится в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Восточная Монголия, Дзунбаинский район; нижний мел (неоком), зеленовато-серая подсвита дзунбаинской свиты.

Описание вида. Размеры: диаметр продольный 50—60 μ , отношение длины к ширине около 2 : 1. Очертание пыльцевого зерна в свернутом виде неправильно широковеретеновидное; сегмент перекрытия длинный, простирается от одного полюса до другого; полюса притупленно-остроконечные, экзина гладкая, реже точечная. Цвет пыльцевого зерна желтый. Число экземпляров, послуживших для описания вида, — 40.

Изменчивость. Пыльцевые зерна однотипные — почти не изменяющиеся, немного варьируют по соотношению длины и ширины и по толщине экзины.

Сравнения и замечания. Пыльцевые зерна типа пыльцы семейства гинкговых.

Географическое распространение и возраст: Восточная Монголия; неоком (готерив и баррем).

ПЫЛЬЦЕВЫЕ ЗЕРНА ГРУППЫ *SACCATA* Naum.

Класс *CONIFERINAE*

ПОРЯДОК *CONIFERALES*

Семейство *Podocarpaceae*

Род *PODOCARPUS* L'Herit.

1943. *Podocarpus* Erdtmann. An introduction to pollen analysis. Табл. XXV, фиг. 430.
 1949. *Dipterella* (pars) М а л я в к и н а. Определитель спор и пыльцы, стр. 83, табл. 20, фиг. 6, 6a, 7, 8; табл. 21, фиг. 1—4.
 1949. *Aliferina* (pars) М а л я в к и н а. Там же, стр. 100, табл. 31, фиг. 6—8.
 1950. *Podocarpus* (pars). Пыльцевой анализ. Под ред. И. М. Покровской, стр. 168, табл. 11, фиг. 12—17.
 1953. *Pododipterella* М а л я в к и н а. Палеоботанический сборник, стр. 140, табл. II, фиг. 1; табл. V, фиг. 8, 9.
 1956. *Dilaterella* М а л я в к и н а. Труды Всесоюзн. совещания по разработке унифицированной схемы стратиграфии мезозойских отложений Русской платформы. Приложение, стр. 344, табл. 1, фиг. 25; табл. 2, фиг. 10.

О п и с а н и е р о д а. Размеры: продольный диаметр пыльцевых зерен от 50 до 200 μ , редко более 200 μ , отношение длины к ширине около 2 : 1; реже 3 : 2 или 4 : 3; 5 : 4; 6 : 5; высота тела меньше, чем высота воздушных мешков (отношение примерно 3 : 4, реже диаметр тела составляет около $\frac{1}{2}$ диаметра воздушных мешков, или тело еще меньше). Пыльцевые зерна имеют двухлопастное, реже — более сложное очертание¹; тело обычно большое, замкнутое или полузакрытое; воздушные мешки крупные, широкие и высокие, примыкающие к телу с двух сторон, реже объемлющие, чаще всего правильные — веерообразные, реже — неправильно смятые, немного свисающие. По искусственной классификации автора, пыльца рода *Podocarpus* относится к пыльце типа *Dipterella*, подтипа *Pododipterella*. Одним из характерных признаков пыльцевых зерен этого подтипа являются мелкие или более крупные радиального направления смятия у основания воздушных мешков; экзина средней толщины, реже — тонкая или толстая, чаще всего сетчатая, иногда гладкая на теле. Сетчатость экзины воздушных мешков довольно крупная. Цвет тела пыльцевого зерна желтый или темно-желтый, воздушных мешков — желтый.

¹ У *Podocarpus dacrydioides* A. Rich. 3 воздушных мешка.

Изменчивость. Пыльца рода *Podocarpus* отличается большим количеством видов и подвидов, различаемых на основании ряда мелких признаков: размеров мешков и тела, размеров пыльцевых зерен, характера строения экзины и т. д. Из различных отложений палеозоя и мезозоя (от перми до верхнего мела включительно) автором работы выделены 48 видов и подвидов пыльцы этого рода.

Сравнения и замечания. Пыльца рода *Podocarpus* L'Herit. не монотипна. Она включает по меньшей мере пять морфологических типов искусственной классификации автора, из которых *Dipterella*, *Dilaterella* и *Aliferina* опубликованы, а *Orbicularia* и *Sacculina* еще нет. (Пыльца *Podocarpus* типа *Sacculina* встречается в пермских и триасовых отложениях, типа *Orbicularia* — в юрских). Такое разнообразие в строении пыльцевых зерен объясняется, возможно, длительным существованием рода *Podocarpus* и чрезвычайно широким его распространением в мезозойскую эру. Современные представители рода *Podocarpus* L'Herit. подразделяются на два подрода: *Stachycarpus* и *Protopodocarpus*; последний имеет 4 секции: *Dacrycarpus*, *Microcarpus*, *Nageja*, *Eupodocarpus*. В ископаемом состоянии обнаружены представители пыльцы *Podocarpus*, отличающиеся рядом признаков, свидетельствующих о древности происхождения этих форм, — подрод *Archaeopodocarpus* Seward (пермь) и два подрода, выделенные автором данной работы: *Palaeopodocarpus* и *Neopodocarpus*, характерные для мезозоя. Представители подрода *Archaeopodocarpus* Seward в мезозойских отложениях выше низов верхнего триаса не обнаружены. Для подрода *Palaeopodocarpus* Mal. (пермь — нижний мел) характерны основные признаки пыльцевых зерен *Dipterella tricocca* f. *typica* Mal. и большинства ее вариантов. Аналоги ее среди современной пыльцы пока не обнаружены. Для подрода *Neopodocarpus* Mal. характерны основные признаки *Dipterella tricoccaeformis* f. *typica* Mal. и ее var. *cretacea* Mal. (нижняя юра — мел). Эта пыльца имеет сходство с пыльцой подрода *Archaeopodocarpus* Seward. По-видимому, *Neopodocarpus* — пыльца вымерших форм, но вымерли они позднее.

Пыльца ныне существующего подрода *Stachycarpus*, рода *Podocarpus* L'Herit. имеет своих аналогов (по-видимому, предков), в мезозойских отложениях: *Dipterella tricocca* Mal. var. *spicatifomis* var. n. (var. не опубликована) — в нижней юре и *Dipterella falciformis* Mal. — в нижнем мелу.

Эти пыльцевые зерна, в свою очередь, близки по строению к пыльце одного из современных ногоплодников: *Podocarpus spicata* R. Br., характерного представителя секции *Stachycarpus*. Пыльца подрода *Protopodocarpus* по своему строению примыкает к пыльце подрода *Palaeopodocarpus* Mal. Пыльца двух из

четырёх существующих в подроде *Protopodocarpus* секций¹ имеет также ясную связь с раннемезозойскими и палеозойскими видами. В меловых отложениях Монголии обнаружено несколько видов, которые могут быть отнесены к под родам *Neopodocarpus*, *Stachycarpus* и *Palaeopodocarpus*.

Географическое распространение и возраст. Распространены повсеместно. Пыльца *Podocarpus* появляется впервые в нижнепермских и широко распространена в мезозойских и третичных отложениях Советского Союза и других стран (Монголия, Китай, Северная и Южная Америка, Африка, Австралия). Современные представители рода *Podocarpus* L'Herit. пользуются широким распространением в тропиках и субтропиках Старого и Нового света (Япония, Ява, Новая Гвинея, Австралия, Новая Каледония, Квинслэнд, Южная Бразилия и т. д.).

Род *PODOCARPUS* L'Herit.

Подрод *STACHYCARPUS*

Stachycarpus exilifera sp. n.

Табл. VI, фиг. 7

Голотип: препарат № $\frac{4331-1-1}{V}$, хранится в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Восточная Монголия, Сайн-Шандинский район; нижний мел (неоком), зеленовато-серая подсвита дзунбайнской свиты.

Описание вида. Размер: диаметр продольный — 80 μ , отношение длины к ширине 4 : 2,5. Очертание пыльцевого зерна сложное, образуется сочетанием полусвободного тела и крупных округлых, с неровным внешним краем воздушных мешков; тело большое, почти округлое, воздушные мешки не очень большие (меньше, чем у представителей под родов *Palaeopodocarpus* Mal. и *Neopodocarpus* Mal.), округлые. Экзина воздушных мешков тонкая, тела — толстая (темная); сетчатость экзины относительно мелкая. Цвет пыльцевого зерна коричневый, мешков — желтый. Число экземпляров, послуживших для описания вида, — 5.

¹ *Eupodocarpus* и *Nageja*; пыльца *Podocarpus* двух других секций *Dacrycarpus* и *Microcarpus* недостаточно изучены. Впрочем, следует указать на то, что современный *Podocarpus dacrydioides* (с трехмешковой пылью) имеет аналогов в конце ретского — начале лейасового времени (А. А. Чигурьева, 1948), а также в третичных отложениях (*Dacrycarpites australiensis* Cookson) [I. Cookson, 1953].

Изменчивость. Описываемые пыльцевые зерна почти не изменяются, сохраняя четкий облик пыльцы подрода *Stachycarpus*, прототипом которого является *Dipterella falciformis* M a l. из нижнемеловых отложений и *Dipterella tricocca* M a l. var. *spiciformis* var. n. из юрских. Незначительные изменения — в ширине тела и мешков и в размере пыльцевого зерна.

Сравнения и замечания. Пыльцевые зерна *Stachycarpus exiliptera* sp. n. отличаются от других ископаемых пыльцевых зерен рода своим почти полным сходством с представителями подрода *Stachycarpus* (*Stachycarpus spicata* R. Br.); развитие этого подрода, по-видимому, началось в юрскую эпоху. По своему строению пыльца подрода *Stachycarpus* примыкает к пыльце *Palaeopodocarpus* M a l. и по искусственной систематике автора относится к пыльце типа *Dipterella*, подтипа *Pododipterella*.

Географическое распространение и возраст: Восточная Монголия; нижний мел (баррем).

Stachycarpus falciformis M a l. var. *mongolica* var. n.

Табл. VI, фиг. 8, 9

Голотип: препарат № $\frac{4337-2-9}{V}$; **паратип:** препарат № $\frac{4337-2-1}{V}$; хранятся в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Восточная Монголия, Сайн-Шандинский район; нижний мел (неоком), зеленовато-серая подсвита дзунбаинской свиты.

Описание вариетета. Размеры: диаметр продольный 90 μ , отношение длины к ширине около 2 : 1. Очертание пыльцевого зерна двуплощное, подкововидное, тело большое, почти округлое, полусвободное, воздушные мешки крупные, немного свисающие, экзина тонкая, мелкосетчатая, сетчатость одинаковая на теле и на воздушных мешках. Цвет пыльцевого зерна желтый. Количество экземпляров, послуживших для определения вариетета, — 2.

Изменчивость. Характер изменчивости подвида на основании имеющихся данных не может быть установлен.

Сравнения и замечания. Описанная пыльца является вариететом распространенной в Эмбенском районе *Dipterella falciformis* f. *typica* M a l. По искусственной классификации автора, относится к пыльце типа *Dipterella*, подтипа *Pododipterella*.

Географическое распространение и возраст: Восточная Монголия; нижний мел (баррем).

Stachycarpus biptera sp. n.

Табл. VI, фиг. 10

Голотип: препарат № $\frac{4330-1-2}{V}$, хранится в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Восточная Монголия, Сайн-Шандинский район; нижний мел (неоком), зеленовато-серая подсвита дзунбаинской свиты.

О п и с а н и е в и д а. Размеры: диаметр 105 μ , отношение длины к ширине 4 : 3. Очертание пыльцевого зерна слабо-двулопастнопрямоугольное. Тело большое, округлое, полусвободное; воздушные мешки крупные, лопастевидные, с неровными краями, несколько прямоугольные и с большим числом радиальных смятий у основания. Экзина пыльцевого зерна средней толщины, на теле темная (толще, чем на воздушных мешках), сетчатая; ячейка сеточки средних размеров. Борозда узкая. Цвет тела пыльцевого зерна темно-желтый, воздушных мешков — желтый. Число экземпляров, послуживших для описания вида, — 2.

И з м е н ч и в о с т ь. Характер изменчивости на основании вышеприведенных данных не может быть установлен.

С р а в н е н и я и з а м е ч а н и я. Описанные пыльцевые зерна возможно являются представителями вымерших архаических форм пыльцы подрода *Stachycarpus*, но не исключается также возможность отнесения их к вымершему подроду, близкому к *Stachycarpus*. Пыльца близка к формам пыльцы *Podocarpaceae* с редуцированными воздушными мешками, образующими как бы оторочку тела, слабо разделенную у его полюсов, — *Stachycarpus pseudouniptera* sp. n.

Г е о г р а ф и ч е с к о е р а с п р о с т р а н е н и е и в о з р а с т: Восточная Монголия; нижний мел (баррем).

Stachycarpus (?) pseudouniptera sp. n.

Табл. VI, фиг. 11

Голотип: препарат № $\frac{4332-1-4}{V}$, хранится в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Восточная Монголия, Сайн-Шандинский район; нижний мел (неоком), зеленовато-серая подсвита дзунбаинской свиты.

О п и с а н и е в и д а. Размеры: диаметр продольный около 75 μ , отношение длины к ширине около 1 : 1. Очертание пыльцевого зерна почти прямоугольно-округлое, большое, воздушные мешки короткие, с резко неровным краем и крупными, многочисленными смятиями; экзина средней толщины, сетчатая; ячейки

сеточки средних размеров. Борозда отсутствует (неясна). Цвет пыльцевого зерна желтый. Число экземпляров, послуживших для описания вида, — 1.

Сравнения и замечания. Пыльцевое зерно архаического облика принадлежит, возможно, вымершему подроду, близкому к *Stachycarpus* или же является пылью архаических форм этого подрода. Сходно с *Stachycarpus biptera* sp. n., но выделено из группы этой пыли ввиду большей редуцированности воздушных мешков.

Географическое распространение и возраст: Восточная Монголия; нижний мел (баррем).

Род *PODOCARPUS* L'Herit.

Подрод *NEOPODOCARPUS* subgen. n. Mal.

Neopodocarpus tricoccaeformis var. *cretacea* Mal.

Табл. XI, фиг. 16

1949. *Dipterella tricoccaeformis* var. *cretacea* Малявкина. Определитель спор и пыльцы, стр. 88, табл. 21, фиг. 3.

1954. *Podocarpus (Platysaccus) tricoccaeformis* var. *cretacea* Кара-Мурза. Споры и пыльца мезозойских отложений севера Енисейско-Ленской области, табл. 20, фиг. 6.

Голотип: препарат № $\frac{74-2-14}{III}$; плезиотипы: препараты № $\frac{5482}{V}$ и $\frac{4315}{V}$; хранятся в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Западная Сибирь, ст. Называевская; неоком. Местонахождение плезиотипов: Восточная Монголия, Дзунбаинский и Сайн-Шандинский районы; нижний мел (неоком), зеленовато-серая подсвита дзунбаинской свиты.

Описание вариетета. См. В. С. Малявкина [1949], стр. 88, пункт 6, табл. 20 (продолжение), фиг. 3. Размеры: диаметр продольный от 50 до 80 μ , отношение длины к ширине около 2 : 1; цвет желтый. Число экземпляров, послуживших для описания, — 25.

Изменчивость. Пыльцевые зерна резко изменяются в размерах, по очертаниям и величине тела и воздушных мешков; тело может быть маленькое или большое, воздушные мешки развиты в различной степени.

Сравнения и замечания. *Neopodocarpus tricoccaeformis* var. *cretacea* Mal. является хорошо развитым реликтом средней юры. Эта пыльца близка к *N. tricoccaeformis* f. *typica* Mal., но отличается от нее более развитыми воздушными мешками. Встречается редко.

Географическое распространение и возраст: Эмба, Западная Сибирь (нижний мел); Монголия — нижний мел (готерив и баррем); север Енисейско-Ленской области (валанжин).

Neopodocarpus papilioformis К.-М. var. *mongolica* var. n.

Табл. III, фиг. 2

Голотип: препарат № $\frac{3148-5-5}{V}$, хранится в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Восточная Монголия, Дзунбаинский район; нижний мел (неоком), темно-серая подсвита дзунбаинской свиты.

Описание вариетета. Размеры: диаметр продольный 100 μ , отношение длины к ширине около 2 : 1. Очертание пыльцевого зерна двулопастное: воздушные мешки крупные, веерообразные, немного свисающие, толстые; сегменты широкие, дуговидные; участок тела, заключенный между мешками, имеет веретенообразное очертание. Экзина мелкосетчатая, средней толщины. Цвет пыльцевого зерна желтый. Число экземпляров, послуживших для описания вариетета, — 5.

Изменчивость. Характер изменчивости не установлен.

Сравнения и замечания. Пыльца близка к вариетету *Neopodocarpus papilioformis* var. *fimbriata* К.-М. из нижнемеловых отложений Западной Сибири, отличаясь от него менее крупными воздушными мешками, более развитыми сегментами и мелкой сетчатостью более толстой экзины.

Географическое распространение и возраст: Восточная Монголия; нижний мел (готерив).

Род *PODOCARPUS* L'Herit.

Подрод *PALAEOPODOCARPUS* subgen. n. Mal.

Palaeopodocarpus tricocca Mal. var. *mongolica* var. n.

Табл. VI, фиг. 12, 13

Голотип: препарат № $\frac{4310-2-8}{V}$; паратип: препарат № $\frac{4310-2-1}{V}$; хранятся в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа и паратипа: Восточная Монголия, Лайв-Шандинский район; нижний мел (неоком), зеленовато-серая подсвита дзунбаинской свиты.

Описание вариетета. Размеры: диаметр продольный 110—120 μ , отношение длины к ширине 7:5. Очертание пыльцевого зерна двулопастное, воздушные мешки очень крупные, вееро-видные, тонкие, окрашенные в бледный цвет, тело овально-округ- лое, темнее воздушных мешков, борозда очень узкая, прямая; экзина мелкосетчатая. Цвет пыльцевого зерна желтый. Число экземпляров, послуживших для описания вариетета, — 5.

Изменчивость. Пыльцевые зерна немного изменяются в размерах и в очертаниях тела. Описываемая пыльца является вариететом юрской *Palaeopodocarpus tricocca* f. *typica* M a l.

Сравнения и замечания. Описываемая пыльца близка к нижнеюрским формам *Dipterella tricocca* f. *typica* M a l. (по искусственной классификации автора), от которых отличается меньшими размерами пыльцевых зерен и воздушных мешков и более округлым телом.

Географическое распространение и воз- раст: Восточная Монголия, нижний мел (баррем).

Palaeopodocarpus gobiensis sp. n.

Табл. III, фиг. 3

Голотип: препарат № $\frac{5482-2-8}{V}$, хранится в палеоботани- ческой лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Восточная Монголия, Дзунбаин- ский район; нижний мел (неоком), темно-серая подсвита дзунбаин- ской свиты.

Описание вида. Размеры: диаметр продольный 95 μ , отношение длины к ширине 2:1. Очертание пыльцевого зерна: неправильно прямоугольное, сложное, образуется сочетанием тела и двух охватывающих его с двух сторон воздушных мешков тело средних размеров, замкнутое, воздушные мешки лопасте- видные, вееровидно-прямоугольные, слабо опущенные, толстые (темные); сегменты дуговидно-неправильные, крупные, темные. Экзина сетчатая, ячейка сеточки средних размеров. Цвет пыльце- вого зерна желтый. Число экземпляров, послуживших для опи- сания вида, — 2.

Изменчивость. Характер изменчивости не установлен.

Сравнения и замечания. Пыльцевые зерна *Palae opodocarpus gobiensis* sp. n. близки к *P. tricocca* var. *cretacea* M a l., от которых отличаются более толстой экзиной, ха- рактером сетчатости и большей сближенностью воздушных мешков.

Географическое распространение и воз- раст: Восточная Монголия; нижний мел (готерив).

Род *PSEUDOCAYTONIIDITES* Mal.

О п и с а н и е р о д а. Размеры: диаметр продольный 15—45 μ , отношение длины к ширине 2 : 1, реже — 4 : 3. Очертание пыльцевого зерна удлиненное или прямоугольное, более или менее двуплостное; тело небольшое, замкнутое, охваченное с двух или с четырех сторон крупными, большей частью неправильных очертаний, реже почти веерообразными воздушными мешками; сегменты неправильные, почти треугольные, иногда отсутствуют или едва намечены. Цвет пыльцевого зерна желтый.

И з м е н ч и в о с т ь. Пыльцевые зерна не отличаются большой изменчивостью.

С р а в н е н и я и з а м е ч а н и я. По строению описываемая пыльца близка к пыльце *Podocarpus* L'Herit., по размерам — к *Caytonanthus* Haggis, 1941 (18—35 μ в продольном диаметре). Пыльцевые зерна типа *Caytonanthus* Haggis могут быть, по-видимому, и несколько крупнее пыльцы, описанной Гаррисом. В рэтских отложениях Эмбенского района обнаружены пыльцевые зерна диаметром до 75 μ , напоминающие пыльцу кейтоний, описанную Гаррисом и А. А. Чигуряевой [В. С. Малявкина, 1953, стр. 144, табл. III, фиг. 4—5]. Среди встречающихся в нижнеюрских отложениях пыльцевых зерен довольно широким распространением пользуется крупная пыльца близкого к описанной А. А. Чигуряевой облика [В. С. Малявкина, 1949, стр. 87 и 88, табл. 20, фиг. 2, 2a и 3]. Являются ли они в действительности пыльцой кейтоний неизвестно, но во всяком случае сходство в строении той и другой пыльцы несомненно. По искусственной классификации автора, описываемые пыльцевые зерна относятся к типу *Dipterella*, подтипу *Pseudocaytodipterella*. Пыльцевые зерна подтипа *Pseudocaytodipterella* Mal. являются, возможно, пыльцой хвойных рода *Podocarpus* L'Herit., более мелкой, чем обычная пользующаяся широким распространением пыльца *Podocarpaceae*.

Г е о г р а ф и ч е с к о е р а с п р о с т р а н е н и е и в о з р а с т. Распространены повсеместно; юра и нижний мел, редко — пермь и нижний триас.

Pseudocaytoniidites sp.

Табл. III, фиг. 4

Препарат № $\frac{5514-2-4}{V}$, хранится в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение: Восточная Монголия, Даунбаинский район; нижний мел (неоком), темно-серая подсвета даунбаинской свиты.

Описание пыльцы. Размеры: диаметр продольный $35\ \mu$, отношение длины к ширине 2:1. Очертание пыльцевого зерна двуллопастное; тело замкнутое, округлое, толстое (темное), воздушные мешки веерообразные, немного вытянутые; экзина их тоньше экзины тела, мелкосетчатая; тело почти гладкое. Цвет тела пыльцевого зерна темно-желтый, воздушных мешков — желтый. Число экземпляров, послуживших для описания, — 1.

Изменчивость. Характер изменчивости не установлен.

Сравнения и замечания. От типичного зерна *Caytonanthus* Haggis описываемое пыльцевое зерно отличается более округлым, хорошо выделяющимся темным телом. Оно ближе к типу пыльцы *Podocarpus* L'Herit., чем к пыльце *Caytonanthus* Haggis.

Географическое распространение и возраст: Восточная Монголия; нижний мел (готерив).

Род *DACRYDIUM* Soland

1949. *Dacrydium* Erdtman. An introduction to the pollen analysis. Табл. XXII, фиг. 402, 403.
1949. *Rotundina* (pars) М а л я в к и н а. Определитель спор и пыльцы, стр. 84, табл. 22, фиг. 1—6.

Описание рода. Размеры: диаметр продольный $50—100\ \mu$, высота тела $35—100\ \mu$, высота воздушных мешков $20—70\ \mu$. Очертание пыльцевого зерна сложное, образуется крупным свободным телом и маленькими, имеющими значительно меньшие размеры, чем тело, воздушными мешками. Тело правильное округлое, большое или очень большое, тонкое, реже толстое, темное, воздушные мешки средних размеров или очень небольшие прямо посаженные, иногда немного свисающие, широкие или узкие. Экзина тела и воздушных мешков сетчатая, реже — тело почти гладкое, иногда с окаймлением (двойным контуром); сетчатость экзины некрупная, скорее мелкая. Цвет пыльцевых зерен желтый или темно-желтый.

Изменчивость. Пыльцевые зерна типа *Dacrydium* мало изменяются: в основном в размерах и в характере экзины тела и воздушных мешков; в различных отложениях мезозоя от триаса до нижнего мела включительно известно в настоящее время 11 видов и подвидов этой пыльцы.

Сравнения и замечания. Пыльцевые зерна род *Dacrydium* имеют некоторое сходство с пыльцой рода *Phyllocladus*, от которых отличаются наличием хорошо развитых воздушных мешков. По искусственной системе автора, относится к пыльце типа *Rotundina*, подтипа *Dacryrotundina*.

Географическое распространение и возраст. Распространены повсеместно (Западная Сибирь, Эмба, Приуралье и т. д.), но встречаются не часто (в триасе, юре, мелу, реже в третичных отложениях северного полушария).

Dacrydium pachytellum M a l.

Табл. VI, фиг. 14

1949. *Rotundina pachytella* f. *typica* М а л я в к и н а. Определитель спор и пыльцы, стр. 92, табл. 22, фиг. 4, 5, 6.

Голотип: препарат № $\frac{4-5-6}{III}$, хранится в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Западная Сибирь, ст. Называсевская; нижний мел (верхи неокома).

О п и с а н и е в и д а. См. В. С. Малявкина [1949], стр. 92, табл. 22, фиг. 4—6. Размеры: диаметр продольный 35—50 μ , реже — более 50 μ , отношение длины к ширине 5 : 3; 5 : 4; цвет мешков — желтый, тела — темно-желтый. Число экземпляров, послуживших для описания вида, — 20.

И з м е н ч и в о с т ь. Пыльцевые зерна изменяются только по размерам и величине воздушных мешков: у более крупных экземпляров (f. *major* M a l.) воздушные мешки относительно крупнее, чем у типичной формы.

С р а в н е н и я и з а м е ч а н и я. *Dacrydium pachytellum* M a l. — единственный обнаруженный в меловых отложениях вид мелких размеров с толстой экзиной тела, наиболее близкий к пыльце современного растения *Dacrydium francklinii* [I. Kookson, 1953]. Остальные встречающиеся в нижнемеловых отложениях виды более близки к пыльце *Dacrydiumites mawsonii* (там же).

Г е о г р а ф и ч е с к о е р а с п р о с т р а н е н и е и в о з р а с т: Западная Сибирь; Восточная Монголия; нижний мел (баррем).

Dacrydiumites sp.

Табл. III, фиг. 5

Голотип: препарат № $\frac{5472-6-4}{V}$, хранится в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение: Восточная Монголия, Дзунбаинский район; нижний мел (неоком), темно-серая подсвита дзунбаинской свиты.

О п и с а н и е п ы л ь ц ы. Размеры: диаметр продольный 80 μ , отношение длины к ширине 8 : 5. Очертание пыльцевого зерна ложное, обусловлено сочетанием крупного свободного тела и

[*Orbicularia* (pars) M a l.] она является. Следует указать на то, что искусственный род *Orbicularia* M a l. очень обширен и включает как часть пыльцы *Picea*, так и ряд представителей, похожих на пыльцу других родов хвойных. Род *Picea* — сравнительно молодой род, бесспорные крупные остатки *Picea* известны из третичных отложений, остальные в большинстве случаев сомнительны. Описываемые пыльцевые зерна близки к пыльце современной *Picea* (sect. *Eupicea*) и вместе с тем к пыльце искусственного рода *Oblatinella* M a l.

Географическое распространение и возраст: Эмба, южная часть Южного Урала, Индер, Тургайская впадина, Западная Сибирь, Арктическая зона Союза, Монголия; появляется, по-видимому, в юре; в настоящее время пользуется очень широким распространением в северном полушарии. Варьеты (вернее формы): *asymmetrica* К.-М. и *media* К.-М. (север Енисейско-Ленской области, юра).

Piceidites biangulina M a l. var. *mongolica* var. n.

Табл. III, фиг. 6

Голотип: препарат № $\frac{2243-2-4}{V}$, хранится в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Восточная Монголия, Дзунбаинский район; нижний мел (неоком), темно-серая подсвита дзунбаинской свиты.

Описание в ариетета. Размеры: диаметр продольный 80—100 μ , отношение длины к ширине 4 : 2,5; 5 : 2,5. Очертание пыльцевого зерна в дистально-проксимальном положении овальное, немного угловатое; тело замкнутое, воздушные мешки большие, закрывают тело почти полностью. В боковом положении пыльцевое зерно имеет несколько выдающееся тело, так же как и юрская *Orbicularia biconvexa* M a l. Участок тела, заключенный между мешками, широкий, прямой, перпендикулярен продольному диаметру зерна (не скошен), сегменты короткие, полулунные, экзина мелкосетчатая. Число экземпляров, послуживших для описания в ариетета, — 100.

Изменчивость. Пыльцевые зерна почти не изменяются, за исключением незначительных изменений размеров.

Сравнения и замечания. Описываемая пыльца, по искусственной системе автора, относится к пыльце типа *Orbicularia*, подтипа *Piceiorbicularia* и близка к типичной форме, пользующейся широким распространением в нижнем мелу Западной Сибири; типичная форма, в свою очередь, может быть сближена с *Orbicularia biconvexa* M a l. — типичной пыльцой средней юры;

род *Orbicularia* Mal. — реликт юры, пользующийся широким распространением в отложениях неокома.

Географическое распространение и возраст: Восточная Монголия; нижний мел (готерив).

Род *CEDRUS* Link

1949. *Sinuella* (pars) М а л я в к и н а. Определитель спор и пыльцы, стр. 84 и 95, табл. 23, фиг. 1, 28.
 1949. *Quadraculina* (pars) М а л я в к и н а. Там же, стр. 86 и 110, табл. 39, фиг. 2, 3.
 1949. *Sacculina* (pars) М а л я в к и н а. Там же, стр. 85 и 93, табл. 24, фиг. 4, 5.
 1949. *Spirellina* (pars) М а л я в к и н а. Там же, стр. 86 и 111—113, табл. 41, фиг. 1—4.
 1950. *Cedrus*. Пыльцевой анализ. Под ред. И. М. Покровской, табл. 16, фиг. 7; табл. 15, фиг. 8, 9.
 1954. *Cedrus deodara* Loud., *C. Libani* Laws. Зауер. Ископаемые виды рода *Cedrus* и их значение для стратиграфии континентальных отложений. Труды ВСЕГЕИ, стр. 10, табл. 1, фиг. 1 и 4.
 1956. *Alipterina* М а л я в к и н а. Спорово-пыльцевые комплексы из мезозойских отложений юго-восточных районов платформы (Эмба и Зап. Приуралье). Труды Всес. совещания по разработке унифицированной схемы стратиграфии мезозойских отложений Русской платформы, стр. 3—45, табл. 2, фиг. 7.

Описание рода. См. цитированную литературу.

Изменчивость. Пыльца *Cedrus* Link отличается очень большим разнообразием. Встречаются как очень крупные так и очень мелкие пыльцевые зерна, с крупной или мелкой сетчатостью воздушных мешков, с очень выраженным утолщением экзины тела или без утолщения.

Сравнения и замечания. В описываемом материале были обнаружены только единичные пыльцевые зерна *Cedrus*, отвечающие типу *Sinuella*, подтипу *Cedrisinuella* искусственной системы автора. Пыльцевые зерна *Cedrus* типа *Sinuella* не имеют непосредственного сходства с пыльцой современных представителей рода *Cedrus* — у последних не встречается синусовидной изогнутости тела. Так же, как и у древнейшей пыльцы рода *Picea*, у ископаемой пыльцы рода *Cedrus* много близких форм, которые, однако, к этому роду нельзя отнести: она является пыльцой невыясненной систематической принадлежности. Ископаемая пыльца *Cedrus*, как это видно из синонимии, не монотипна и может быть отнесена к следующим искусственным родам автора: *Alipterina* (пыльца типа *Cedrus Libani* Low s., *C. deodara* Loud. с крупной сетчатостью воздушных мешков), *Sacculina* (юра), *Sinuella* (мел), *Spirellina* (мел), *Orbicularia* (юра — мел).

Географическое распространение и возраст. Пыльца рода *Cedrus* и близкие к ней формы появляются

еще в палеозое (пермь) и распространены и в настоящее время. Западная Сибирь и Монголия — нижний мел (вельд), реже альб, сеноман и палеозой.

Cedridites minuta sp. n.

Табл. III, фиг. 7

Голотип: препарат № $\frac{5283-1-15}{V}$, хранится в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Восточная Монголия, Дзунбаинский район; нижний мел (неоком), темно-серая подсвита дзунбаинской свиты.

О п и с а н и е в и д а. Размеры: диаметр продольный 55 μ , отношение длины к ширине 3 : 2. Очертание пыльцевого зерна изогнуто-двулопастное; тело большое, прямоугольное, немного изогнутое; воздушные мешки округлые, маленькие, с тонкой, сетчатой экзиной. Цвет пыльцевого зерна желтый. Число экземпляров, послуживших для описания, — 2.

И з м е н ч и в о с т ь. На основании имеющихся данных характер изменчивости не может быть установлен.

С р а в н е н и я и з а м е ч а н и я. Описываемые пыльцевые зерна напоминают наиболее распространенную пыльцу нижнего мела *Cedridites incurvata* f. *typica* M a l., отличаясь от нее более мелкими размерами и тонкой экзиной. По отсутствию утолщения экзины на проксимальной стороне тела (хребтика) пыльца ближе к западно-сибирским формам, чем к эмбенским, имеющим ясное утолщение экзины тела. По искусственной классификации автора, пыльца относится к типу *Sinuella*, подтипу *Cedrisinuella*.

Г е о г р а ф и ч е с к о е р а с п р о с т р а н е н и е и в о з р а с т: Восточная Монголия; нижний мел (готерив).

Род *ABIETIPITES* W o d e h o u s e

1950. *Abietipites*. Пыльцевой анализ. Под ред. И. М. Покровской, табл. XII, фиг. 7.

О п и с а н и е р о д а. Размеры: диаметр продольный от 50 до 135 μ , отношение длины к ширине в боковом положении 3 : 1, в дистально-проксимальном — 1 : 1. Очертание пыльцевого зерна в наиболее часто принимаемом им дистально-проксимальном положении округлое, в боковом (более редко встречающемся) — слегка дуговидно изогнутое. Тело замкнутое (реже полузамкнутое), воздушные мешки развитые, объемлющие, в дистально-проксимальном положении полностью прикрывают тело, оставляя лишь широкий прямой или узкий веретеновидный участок между мешками. Величина и форма сегментов различны и зависят от вели-

чины тела, находящегося внутри объемлющих его мешков: если тело небольших размеров, то сегменты полулунные; если среднее или большое — веретеновидные, если тело примыкает вплотную к краям воздушного мешка — сегменты отсутствуют или неясны. В боковом положении пыльцевые зерна встречаются реже, чем в дистально-проксимальном, и кроме того, принимают неправильное положение, располагаясь в $\frac{3}{4}$ или $\frac{1}{4}$ и т. д.

Изменчивость. Изменчивость резкая: по ширине борозды, величине и характеру развития тела. Очертание почти всегда округлое, реже — овальное. Пыльцевые зерна из отложений одного возраста имеют также ряд внутривидовых изменений, зависящих от неустойчивости в характере развития тела и воздушных мешков, а также от степени зрелости зерна.

Сравнения и замечания. Пыльцевые зерна в боковом положении сходны с некоторой пылью *Abies* (*Spirellina* Mal.), но имеют сетчатость более мелкую, чем у последней, иногда с *Picea*, но с направленными по прямой линии несколько удлиненными, не замкнутыми в общий овал очертания пыльцы мешками. По искусственной классификации автора, подобная пыльца относится к типу *Spirellina*, подтипу *Abietipitispirellina*.

Географическое распространение и возраст. Эмба, Западная Сибирь, Средняя Азия, Монголия; от рэтлейаса до нижнего мела включительно.

Abietipites imperfecta sp. n.

Табл. XII, фиг. 1—5

Голотип: препарат № $\frac{5286-1-2}{V}$; паратипы: препараты № $\frac{4337-2-3}{V}$, $\frac{4330-1-21}{V}$, $\frac{4332-1-12}{V}$; хранятся в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Восточная Монголия, Дзунбаинский район; паратипов — Сайн-Шандинский район; нижний мел (неоком), зеленовато-серая подсвита дзунбаинской свиты.

Описание вида. Размеры: диаметр продольный 50—135 μ , отношение длины к ширине в боковом положении 2:1, в дистально-проксимальном 1:1. Очертание пыльцевого зерна округлое, в смятом виде — слабо овальное (в дистально-проксимальном положении) или продолговато-овальное, немного изогнутое (в боковом положении); воздушные мешки большие, в дистально-проксимальном положении почти полностью прикрывают тело, оставляя узкую борозду, более широкую в центре и суживающуюся к полюсам или прямую. При боковом положении зерна видны воздушные мешки и открытая часть тела пыльцевого зерна; тело полузамкнутое. Проксимальное расстояние составляет

около $1/2$, дистальное — около $2/3$ тела. Вообще же у данного вида то и другое не всегда может быть определено, так как сегменты плохо выражены. Цвет пыльцевого зерна желтый. Число экземпляров, послуживших для описания вида, — 200.

Изменчивость. Пыльцевые зерна резко изменяются по размерам (встречаются как мелкие, так и крупные экземпляры), а также по степени выраженности сегментов в дистально-проксимальном положении пыльца; встречаются экземпляры с более или менее выраженными сегментами, а также совсем без сегментов.

Сравнения и замечания. К пыльцевым зернам *Abietipites imperfecta* sp. n. полностью применимы замечания, отнесенные к меловым формам этой пыльцы; в данном случае — *Spirellina* Mal. и *Oblatinella* Mal. представляют два разных положения *Abietipites imperfecta* sp. n.

Географическое распространение и возраст: Эмба, Западная Сибирь, Арктика, Монголия; верхняя юра (редко), чаще — неокон и выше (до альба включительно).

Abietipites rotundiformis Mal. var. *arugosa* var. n.

Табл. VII, фиг. 1

Голотип: препарат № $\frac{4330-1-9}{V}$; паратип: препарат № $\frac{4332-1-12}{V}$; хранятся в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Восточная Монголия, Сайн-Шандинский район; нижний мел (неокон), зеленовато-серая подсвита дзунбаинской свиты.

Описание вариетета. Размеры: диаметр продольный от 100 до 150 μ , отношение длины к ширине от 1 : 1 до 5 : 4. Очертание пыльцевого зерна округлое или широко овальное; тело большое, веретеновидное-округлое, немного вытянутое по ширине пыльцевого зерна, очерчено узкими, длинными, немного неправильными, дуговидными сегментами; воздушные мешки крупные, широко полулунные, борозда — узкая, прямая. Экзина мелкосетчатая, тонкая, вдоль края без радиальных смятий. Цвет пыльцевого зерна бледно-желтый. Количество экземпляров, послуживших для описания вариетета, — 25.

Изменчивость. Пыльцевые зерна изменяются в размерах и в очертании. Очертание — от круглого до широко-овального, размеры от 100 до 150 μ .

Сравнения и замечания. Описываемые пыльцевые зерна близки к *Abietipites rotundiformis* Mal. f. *typica*

f. n. (Syn. *Oblatinella rotundiformis* M a l.), отличаюсь от нее более тонкой экзиной и отсутствием радиальных смятий вдоль периферии воздушных мешков.

Географическое распространение и возраст: Восточная Монголия; нижний мел (баррем).

Род *ABIETICEDRIPITES* gen. n.

1949. *Spirellina* (pars) Малявкина. Определитель спор и пыльцы, стр. 112, табл. 41, фиг. 1—4.

Описание рода. Размеры: диаметр продольный от 50 до 150 μ , поперечный от 25—35 до 75—90 μ , отношение длины к ширине в боковом положении 2 : 1, в дистально-проксимальном — около 1 : 1. Очертание пыльцы дуговидно-изогнутое в боковом положении и округлое или овальное в дистально-проксимальном; тело большое, замкнутое или полужамкнутое, выпуклое, воздушные мешки крупные, в дистально-проксимальном положении почти полностью прикрывают тело; участок тела, заключенный между мешками, средней ширины или узкий, сегменты большие, полулунные, не всегда хорошо развитые; экзина краевой части воздушных мешков постепенно переходит в утолщение на дорзальной стороне тела, в боковом положении образуя гребень, в дистально-проксимальном — окаймление с радиально-расположенными мелкими смтиями. Проксимальное (спинное) расстояние небольшое: от $\frac{1}{6}$ до $\frac{1}{8}$ тела. Дистальное (брюшное) — несколько более $\frac{1}{2}$ тела. Ячейки стенки средних размеров.

Изменчивость. Пыльца однотипная, пыльцевые зерна различаются по размерам. Из меловых отложений известны три вида и несколько разновидностей.

Сравнения и замечания. Пыльцевые зерна в боковом положении близки к пыльце *Cedrus*, однако крупнее ее размерами. Наиболее типичной пылью облика пыльцы *Cedrus* являются мелкие экземпляры *Spirellina compacta* M a l., описанные в определителе автора под наименованием *Spirellina simplicissima* β -*compacta* sp. et var. n.; эта пыльца должна быть выделена в особый вид, и она имеет несколько разновидностей, характеризующихся каждой своей областью распространения. Западной Сибири и Приуралья свойственна *Abieticedripites compacta* f. *typica* M a l., Монголии — *A. compacta* var. *mongolica* var. n.

Географическое распространение и возраст: Западное и Восточное Приуралье, Южный Урал, Сибирь, Монголия. Преимущественно меловые отложения (неоком, апт, альб — сеноман), изредка встречаются в верхней юре.

Abieticedripites compacta M a l. var. *mongolica* var. n.

Табл. XI, фиг. 17, 18

Голотип: препарат № $\frac{2275-1-4}{V}$; паратип: препарат № $\frac{2186-1-4}{V}$; хранятся в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Восточная Монголия, Дзунбаинский район; нижний мел (неоком), зеленовато-серая подсвита дзунбаинской свиты.

Описание вариетета. Размеры: диаметр продольный от 60 до 100 μ , поперечный — от 40 до 65 μ ; отношение длины к ширине в боковом положении 2 : 1, в дистально-проксимальном — около 1 : 1. Очертание пыльцевого зерна в дуговом положении дуговидно-изогнутое; в дистально-проксимальном — округлое, угловатое; тело большое, замкнутое или полузамкнутое, воздушные мешки в дистально-проксимальном положении почти полностью прикрывают тело. Цвет пыльцевого зерна желтый или темно-желтый. Пыльцевые зерна, лежащие в препаратах в боковом положении, большей частью смяты. Число экземпляров, послуживших для описания вариетета, — 100.

Изменчивость. Пыльцевые зерна мало изменяются — преимущественно в размерах; изменяется немного и цвет эскины — от желтого до темно-желтого.

Сравнения и замечания. Описываемый вариетет пыльцы по искусственной классификации автора относится к типу *Spirellina*, подтипу *Abieticedrispirellina* и по строению пыльцевого зерна близок к *Spirellina simplicissima* β -compacta M a l.

Ввиду неудобства обозначения пыльцы как подразновидности, название пыльцы *Spirellina simplicissima* β -compacta следует несколько изменить, выделив разновидность β в особый вид *Spirellina compacta* M a l. Основания для такого изменения: *Spirellina simplicissima* f. *typica* M a l. ближе к пыльце *Abies*; *Spirellina compacta* M a l. несколько ближе к пыльце *Cedrus*, так же как и описываемая монгольская разновидность последней.

Географическое распространение и возраст: Восточная Монголия; нижний мел (готерив, баррем, возможно, валажик, а также апт-альб).

ПЫЛЬЦЕВЫЕ ЗЕРНА ГРУППЫ *INFRIATA* Naum. (БЕЗ ВОЗДУШНЫХ МЕШКОВ)

Класс CONIFERINAE

ПОРЯДОК CONIFERALES

Семейство Pinaceae

Род *TSUGA* (pars) С а г г.

1943. *Tsuga* Erdtman. The introduction to the pollen analysis, табл. XXVI, фиг. 442—445.
1949. *Tsugella* М а л я в к и н а. Определитель спор и пыльцы, стр. 121—123, табл. 45, фиг. 2—7.
1950. *Tsuga*. Пыльцевой анализ. Под ред. И. М. Покровской, стр. 175—176, табл. 13, фиг. 4, 5.

О п и с а н и е р о д а. См. перечисленную литературу. Размеры: диаметр 65—135 μ . Очертание пыльцевого зерна округлое, правильное или неправильное; экзина сетчатая, средней толщины или тонкая; иногда вдоль периферии пыльцевого зерна радиальные сматия. Пыльцевое зерно не имеет ни пор, ни борозды для выхода пыльцевой трубочки. Периферийная часть выделяется, образуя оторочкообразное окаймление, дистальная его поверхность тонкая, при обработке разрывается, образуя округлый контур, вокруг которого располагается периферическая часть, выделяющаяся в проекции, как оторочка. Цвет пыльцевого зерна желтый и темно-желтый. Пыльца рода *Tsuga* С а г г. не монотипна. Представители секции *Eutsuga* имеют пыльцевые зёрна без воздушных мешков, а секции *Hesperopeuce* — пыльцевые зерна с несколькими воздушными мешками на дистальной поверхности зерна. Соответственно изложенному, пыльца рода *Tsuga* С а г г. должна быть разбита на подтипы, соответствующие секциям подразделений этого рода. Пыльцевые зерна sect. *Hesperopeuce* в ископаемом состоянии, по-видимому, еще не были найдены, поэтому выделен лишь подтип *Eutsugellina* М а л.

С р а в н е н и я и з а м е ч а н и я. Пыльцевые зерна рода *Tsuga*, встреченные в меловых отложениях, похожи на пыльцу некоторых современных видов *Tsuga* — *T. diversifolia* (М а х и м) М а s t. с узкой оторочкообразной частью и *Tsuga Canadensis* (L.) С а г г. — с более широкой оторочкообразной частью экзины.

Г е о г р а ф и ч е с к о е р а с п р о с т р а н е н и е и в о з р а с т: Приуралье, Западная Сибирь, Арктика, Монголия; преимущественно мел, немного реже — верхняя юра. Восточная Монголия; нижний мел (готерив и баррем).

Tsuga (Eutsuga) obliquiformis, sp. n.

Табл. VII, фиг. 2

Голотип: препарат № $\frac{2169-2-2}{V}$, хранится в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Восточная Монголия, Дзунбаинский район; нижний мел (неоком), зеленовато-серая подсвета дзунбаинской свиты.

Описание вида. Размеры: диаметр около 130 μ . Очертание пыльцевого зерна округло-овальное, оторочкообразная часть — узкая, несет радиальные смятия; центральная часть зерна большая, сетчатая, с небольшим утолщением внешнего края, примыкающего к оторочкообразной части зерна; экзина средней толщины или толстая. Цвет пыльцевого зерна желтый. Число экземпляров, послуживших для описания вида, — 2.

Изменчивость. Характер изменчивости не установлен.

Сравнения и замечания. Описываемые пыльцевые зерна близки к *Tsugella obliqua* Mal., распространенной в верхнемеловых отложениях Западной Сибири, отличаясь от нее несколько большими размерами и более мелкой сетчатостью экзины; по искусственной классификации автора, относятся к пыльце типа *Tsugella*, подтипа *Eutsugellina*.

Географическое распространение и возраст: Восточная Монголия; нижний мел (баррем).

Tsuga (Eutsuga) relativiformis, sp. n.

Табл. IV, фиг. 1

Голотип: препарат № $\frac{2243-2-3}{V}$, хранится в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Восточная Монголия, Дзунбаинский район; нижний мел (неоком), темно-серая подсвета дзунбаинской свиты.

Описание вида. Размеры: диаметр около 100 μ . Очертание пыльцевого зерна округлое, оторочкообразная часть неясно двойная, со слабыми радиально расположенными штрихами; место разрыва утонченной части («тело») — средних размеров, неправильно округлое. Экзина средней толщины, мелко-штриховато-сетчатая. Цвет пыльцевого зерна желтый. Число экземпляров, послуживших для описания вида, — 2.

Изменчивость. Характер изменчивости не установлен.

Сравнения и замечания. Описываемые пыльцевые зерна близки к распространенной в нижнем мелу Эмбы и За-

падной Сибири пыльце искусственного рода *Tsugella* M a l., отличающаяся от нее неясно двойной оторочкообразной частью и мелкой птриховато-сетчатой экзиной.

Географическое распространение и возраст: Восточная Монголия; неом (готерив).

Род *PSEUDOTSUGA* C a r r.

1949. *Patellina* (pars) М а л я в к и н а. Определитель спор и пыльцы, стр. 122, табл. 47, фиг. 6.

Описание рода. Размеры: диаметр от 80 до 125 μ (реже от 50 до 80 μ). Очертание пыльцевого зерна округлое, овально-округлое, неправильное от многочисленных смятий; вдоль периферии наблюдается узкий двойной контур, экзина совсем гладкая или точечная (зернистая), но не сетчатая. Цвет пыльцевого зерна желтый.

Изменчивость. Пыльцевые зерна изменяются в размерах (от 50 до 125 μ) и по толщине и структуре экзины.

Сравнения и замечания. Пыльцевые зерна *Pseudotsuga taxifolia* Britton (определение А. И. Михайловой, место сбора — Сочинский дендрарий, 1951), согласно исследованиям автора данной работы, оказались вполне сравнимыми с пыльцевыми зернами типа *Patellina pseudolimbata* M a l. Они имеют близкие размеры: диаметр пыльцевых зерен *Pseudotsuga taxifolia* Britton, по данным пыльцевого анализа, 90—123 μ ; диаметр *Patellina pseudolimbata* M a l. редко более 80—125 μ (см. табл. XIII настоящей работы). Экзина ископаемых пыльцевых зерен точечная.¹ У пыльцевых зерен *Pseudotsuga taxifolia* Britton при искусственной фоссилизации² (в том случае, если процесс не дошел до конца) точечная зернистая часть внутренности пыльцевого зерна (протоплазма) бывает сжата в зернистый комочек; этот комочек может быть более крупных размеров и занимает тогда большую часть площади пыльцевого зерна, сообщая ей зернистый характер, или сжат и располагается лишь на незначительной части этой площади.

По данным А. Н. Криштофовича, [1957], *Pseudotsuga* C a r r., или дугласия северо-запада Сев. Америки (с одним видом в Японии), в третичном периоде встречалась и в Европе; в настоящее время она растет также в Китае и на Формозе. Естественно предположение о существовании дугласии не только в третичной эпохе,

¹ В ископаемом материале, при каких-то неизвестных нам условиях фоссилизации, по-видимому, сохраняются следы от зернистого вещества плазмы на внутренней стороне оболочки.

² По Эрдману, обработкой пыльцевых зерен в ледяной уксусной кислоте с последующей разваркой в смеси, состоящей из 1 части серной кислоты и 9 частей уксусного ангидрида.

но и в меловом периоде. По-видимому, это хвойное было распространено шире, чем в настоящее время, охватывая весь восток Азиатского материка (в горах Монголии в течение всего мелового периода).

Географическое распространение и возраст: повсеместно от Западного Приуралья и Западной Сибири до Восточной Монголии включительно; преимущественно нижний мел, реже верхняя юра и альб — сеноман. Современные представители распространены в Северной Америке.

Pseudotsuga pseudolimbata M a l. f. *typica* f. n.

Табл. XIII, фиг. 1, 2

1949. *Patellina pseudolimbata* M а л я в к и н а. Определитель спор и пыльцы, стр. 129, табл. 47, фиг. 6.

Голотип: препарат № $\frac{37-2-3}{III}$; паратип: препарат № $\frac{30-C-5-7}{III}$; хранятся в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа и паратипа: Западная Сибирь, ст. Называевская, неоком, апт.

Описание вида. См. В. С. Малявкина [1949], стр. 129. Размер: диаметр 50—125 μ . Цвет пыльцевого зерна желтый.

Изменчивость. Пыльцевые зерна изменяются в размерах, в толщине и окраске экзины.

Сравнения и замечания. Описываемая пыльца имеет сходство с пыльцой хвойного *Pseudotsuga taxifolia* Britton. По искусственной классификации автора, относится к типу *Patellina*, подтипу *Pseudotsugipatellina*.

Географическое распространение и возраст: Западная Сибирь, Арктика, Монголия; неоком и вышеележащие отложения, реже — верхи средней и верхней юры.

Pseudotsuga pseudolimbata M a l. var. *punctata* var. n.

Табл. XIII, фиг. 4

Голотип: препарат № $\frac{5299-3-6}{V}$, хранится в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Восточная Монголия, Сайн-Шандинский район; нижний мел (неоком), зеленовато-серая подсвита дзунбаинской свиты.

Описание вариетета. Размеры: диаметр 80—125 μ , реже — 50 μ . Очертание пыльцевого зерна овальное или округ-

лое, контур неправильно волнистый от смятой экзины, узко-двойной, такой же, как у типичной формы. Экзина шероховатая, точечная или точечно-зернистая, неясно-точечная. Цвет пыльцевого зерна желтый. Число экземпляров, послуживших для описания, — 15.

Изменчивость. Пыльцевые зерна изменяются в размерах и по характеру точечности экзины.

Сравнения и замечания. Пыльцевые зерна *P. pseudolimbata* Mal. var. *punctata* близки к типичной форме, отличаются от нее точечностью экзины; как и типичная форма, имеют сходство с пылью *Pseudotsuga taxifolia* Britton.

Географическое распространение и возраст: Восточная Монголия; неоком (готерив, баррем) и альб.

Pseudotsuga punctata var. *pseudolimbata* sp. et var. n.

Табл. IV, фиг. 2, 3

Голотип: препарат № $\frac{5299-1-1}{V}$; паратип: препарат № $\frac{5192}{V}$; хранятся в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа и паратипа: Восточная Монголия, Дзунбаинский район; нижний мел (неоком), темно-серая подсвита дзунбаинской свиты.

Описание варьетета. Размеры: 80—125 μ , реже 50—80 μ . Очертание пыльцевого зерна округлое, угловатое от смятой экзины; экзина средней толщины, густо точечная, точечность резкая; контур двойной, узкий, такой же, как у *Pseudotsuga pseudolimbata* Mal. Цвет пыльцевого зерна желтый. Число экземпляров, послуживших для описания варьетета, — 20.

Изменчивость. Пыльцевые зерна изменяются в размерах.

Сравнения и замечания. Пыльца близка к *Pseudotsuga pseudolimbata* Mal. по размерам и наличию двойного контура по периферии, и к среднеюрской *Patellina exilis* var. *punctata* Mal.

Географическое распространение и возраст: Восточная Монголия; неоком (готерив).

Род *LARIX* Miller

1949. *Orbipatella* (pars) Малявкина. Определитель спор и пыльцы, стр. 126—128, табл. 47, фиг. 9.

1950. *Larix*. Пыльцевой анализ. Под ред. И. М. Покровской, стр. 180, табл. 15, фиг. 4, 5.

Описание рода. Размеры: диаметр от 75 до 98 μ . Очертание пыльцевого зерна округлое, очень правильное, пыльца

почти сферическая; экзина гладкая, средней толщины или тонкая светло-желтая, пыльцевое зерно иногда имеет двойной контур, центральная часть его немного выделяется; разрывы экзины не наблюдались. Цвет пыльцевого зерна желтый.

Изменчивость. Пыльцевые зерна почти не изменяются; только немного в размерах и в цвете экзины от бледно-желтого до немного более желтого цвета.

Сравнения и замечания. Ископаемые пыльцевые зерна рода *Larix* по размерам и по цвету экзины близки к пыльце современных представителей: размеры пыльцевых зерен лиственницы 75—96 μ , (средние 89,1 μ), ископаемые несколько крупнее. Двойной контур по периферии пыльцевого зерна у ископаемых слабее выражен, чем у пыльцы современных представителей рода *Larix* Miller. Как разрывы, так и смятие (до полной деформации зерна) не наблюдались. Род *Larix* был известен с миоцена (А. Н. Криштофович). Близкие к третичным представители этого рода могли быть распространены на территории, где лиственница сейчас встречается в изобилии, так же и в меловое время.

Типу пыльцы *Larix* Miller отвечают только описываемые экземпляры рода *Orbipatella* Mal. — *Larixorbipatella* Mal. Юрские, триасовые и пермские представители искусственного рода *Orbipatella* Mal., хотя и похожи на них, но имеют значительно более грубую и темноокрашенную экзину, чем у меловой пыльцы. Кроме того, в большинстве случаев они крупнее меловых, благодаря чему непосредственного сходства с пыльцой *Larix* Miller не имеют.

Географическое распространение и возраст. Пыльца *Larix* Miller появляется в меловых отложениях, но наиболее характерна она для третичных и четвертичных отложений. Пользуется широким распространением на североазиатского материка; Восточная Монголия с мела (готерив, баррем) доныне.

Larixidites orbipatelliformis sp. n.

Табл. IV, фиг. 5, 6

Голотип: препарат № $\frac{5482-4-5}{V}$ паратип: препарат № $\frac{5482-4-2}{V}$; хранятся в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Восточная Монголия, Дзунбаинский район; нижний мел (неоком), темно-серая подсвита дзунбаинской свиты.

Описание вида. Размеры: диаметр 94—98 μ . Очертание пыльцевого зерна округлое, пыльцевое зерно почти сферическое; экзина средней толщины; слабо точечная (почти совсем гладкая). Цвет пыльцевого зерна бледно-желтый. Количество экземпляров, послуживших для описания вида, — 2.

Изменчивость. Пыльцевые зерна изменяются только в размерах.

Сравнения и замечания. *Larixidites orbipatelliformis* sp. n. представляет собой, по-видимому, пыльцу ископаемой *Larix*.

Географическое распространение и возраст: Восточная Монголия; нижний мел (готерив).

Семейство Cupressaceae

Род JUNIPERUS L.

1935. *Juniperus* Erdtman. Pollen grains, their structure, identification and significance in science and medicine, стр. 272, табл. 2, фиг. 3.

1949. *Aggerella* (pars) Малявкина. Определитель спор и пыльцы, стр. 127, табл. 48, фиг. 1, 2, 5—9.

1950. *Juniperus*. Пыльцевой анализ. Под ред. И. М. Покровской, стр. 191, табл. 18, фиг. 9, 10.

Описание рода. Размеры диаметра современных форм 21—42 μ , ископаемых 15—50 μ . Очертание пыльцевого зерна округлое, правильное или неправильное от смятой экзины; экзина точечная (зернистая), тонкая, двуслойная, бледноокрашенная, двуслойность прослеживается только с иммерсией; поры и борозды отсутствуют; разрывы у нижнемеловой пыльцы наблюдаются не часто. Цвет пыльцевого зерна бледно-желтый.

Изменчивость. Изменяется строение экзины пыльцевых зерен от точечной (зернистой) до точечно-сетчатой структуры, ее толщина и размеры пыльцевых зерен.

Сравнения и замечания. Пыльцевые зерна меловых и юрских представителей рода *Juniperus* L. обнаруживают наибольшее сходство с пыльцой искусственного рода *Aggerella* Mal. Некоторые из них, возможно, являются не пыльцой, а периспориями спор сем. Equisetaceae.

Географическое распространение и возраст. Пыльцевые зерна *Juniperus* появляются, по-видимому, в верхах среднеюрских отложений, пользуются незначительным распространением в верхней юре и в нижнем мелу, и более широким — в верхнемеловых и в третичных осадках. Род *Juniperus* L. в настоящее время пользуется широким распространением.

Juniperus minor M a l. var. *dzunbainensis* var. n.

Табл. XIV, фиг. 1

Голотип: препарат № $\frac{5482-1-4}{V}$, хранится в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Восточная Монголия, Дзунбаинский район; нижний мел (неоком), темно-серая подсвита дзунбаинской свиты.

О п и с а н и е в а р и е т е т а. Размеры: диаметр 20—25 μ . Очертание пыльцевого зерна округлое или овальное; экзина тонкая, очень тонкоточечная, внешний край неровный, двойного контура не наблюдается; следов ребристости экзина не несет, сматия мало заметны. Число экземпляров, послуживших для описания, — 4.

И з м е н ч и в о с т ь. Пыльцевые зерна очень однотипны: изменчивость при их небольших размерах при увеличении в 500 раз неуловима.

С р а в н е н и я и з а м е ч а н и я. Описываемые пыльцевые зерна относятся, по искусственной классификации автора, к типу *Aggerella*, подтипу *Juniperiaggerella*.

Г е о г р а ф и ч е с к о е р а с п р о с т р а н е н и е и в о з р а с т: Восточная Монголия; нижний мел (готерив, баррем).

Juniperidites mongolica sp. n.

Табл. XIV, фиг. 2

Голотип: препарат № $\frac{5482-1-4}{V}$, хранится в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Восточная Монголия, Дзунбаинский район; нижний мел (неоком), темно-серая подсвита дзунбаинской свиты.

О п и с а н и е в и д а. Размеры: диаметр 20—25 μ . Очертание пыльцевого зерна круглое или округленно-овальное; экзина средней толщины, внешний край имеет узкий двойной контур. Следов ребристости экзина не несет. Цвет пыльцевого зерна желтый. Число экземпляров, послуживших для описания вида, — 10.

И з м е н ч и в о с т ь. Пыльцевые зерна немного изменяются в размерах.

С р а в н е н и я и з а м е ч а н и я. Описываемая пыльца близка к пыльце *Brachyphyllum*, от которой отличается отсутствием ребристости.

Г е о г р а ф и ч е с к о е р а с п р о с т р а н е н и е и в о з р а с т: Восточная Монголия; неоком (готерив и баррем).

Juniperidites flexuosa M a l.

Табл. XIV, фиг. 3

1949. *Aggerella flexuosa* М а л я в к и н а. Определитель спор и пыльцы, стр. 132, пункт 6, табл. 48, фиг. 8.

Голотип: препарат № $\frac{41-6-1-4}{III}$, хранится в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Западная Сибирь; ст. Называевская, нижний мел, неоком.

О п и с а н и е в и д а. См. В. С. Малявкина [1949], стр. 132, пункт 6. Размеры: диаметр 30—50 μ . Экзина не сетчатая, а скорее зернистая, хотя при некоторых положениях тубуса микроскопа кажется сетчатой. Цвет пыльцевого зерна бледно-желтый. Число экземпляров, послуживших для описания вида, — 15.

И з м е н ч и в о с т ь. Пыльцевые зерна изменяются в размерах.

С р а в н е н и я и з а м е ч а н и я. Пыльцевые зерна с точечной экзиной без пор. Принадлежат, возможно, хвойным сем. Cupressaceae, скорее всего роду *Juniperus* L.

Г е о г р а ф и ч е с к о е р а с п р о с т р а н е н и е и в о з р а с т: Западная Сибирь; неоком. Восточная Монголия; неоком (готерив и баррем).

Класс EPHEDRINAE

ПОРЯДОК EPHEDRALES

Семейство Ephedraceae

Род EPHEDRA Tourn. et Linn.

- 1935. *Ephedra* Wodehouse. Pollen grains, their structure, identification and significance in science and medicine, стр. 288, табл. IV, фиг. 2, 3.
- 1950. *Ephedra*. Пыльцевой анализ. Под ред. И. М. Покровской, стр. 192, табл. 18, фиг. 14a.
- 1954. *Ephedra* Erdtman. An introduction to pollen analysis, стр. 132, табл. XXXVI, фиг. 447.
- 1954. *Ephedra* Гричук. Распространение рода *Ephedra* в четвертичном периоде на территории СССР в связи с историей ландшафтов. Материалы по палеогеографии, вып. 1, стр. 45—67, рис. 11.

О п и с а н и е р о д а. Размеры: диаметр продольный современных форм 39—60 μ , ископаемых — от 15 до 75 μ и даже до 90 μ . Отношение длины к ширине от 1 : 1 до 3 : 2 и даже 3 : 1. Экзина пыльцевых зерен разделяется на продольные доли, снабженные у некоторых видов такими же продольными ребрами; в расположенных между долями ложбинках находятся продоль-

ные, сходящиеся у полюсов, разветвленные или неразветвленные швы. Цвет пыльцевого зерна желтый или зеленовато-желтый.

Изменчивость. Пыльцевые зерна резко выраженного облика, почти не изменяющиеся в своих основных признаках — округлое или овальное очертание, разделенная на продольные доли экзины. Различия заключаются в изменении различных мелких признаков у отдельных видов: величины продольного диаметра тяжей или ребер, степени их расчленения, направления, наличия или отсутствия полярных выростков окаймления пыльцевого зерна и т. д.

Сравнения и замечания. Пыльцевые зерна рода *Ephedra* Tournef. et Linn. по строению экзины и очертанию зерен близки к пыльце известного искусственного рода из пермских отложений: *Vittatina* Luber. Пыльцевые зерна типа *Vittatina* Luber подразделяются на 2 подтипа: *Welwitschiivittatina* (Luber) и *Ephedrivittatina* (Luber), соответственно общему сходству пыльцевых зерен с пыльцой *Welwitschia* или *Ephedra*. Пыльцевые зерна, распространенные в меловых отложениях Монголии, близки по общему облику к пыльце растений, произрастающих в полупустынных степях и вообще в областях с засушливым режимом. По-видимому, в раннемеловое время условия географической среды в некоторых точках территории МНР изменялись довольно резко в сторону засушливости: *Ephedra* не растет в увлажненных местах и произрастает в пустынных степях Монголии и в настоящее время.

Географическое распространение и возраст: распространены повсеместно (Эмба, Приуралье, район г. Тюмени, МНР и т. д.); от нижней перми до верхнего мела и выше. Восточная Монголия; нижний мел (баррем, редко готерив). Современные представители широко распространены в засушливых областях обоих полушарий.

Ephedra prolongata sp. n.

Табл. VII, фиг. 3—5

Голотип: препарат № $\frac{4325-1-6}{V}$; паратипы: препараты № $\frac{4235-1-14}{V}$; и $\frac{4325-1-15}{V}$; хранятся в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа и паратипов: Восточная Монголия; Сайн-Шандинский район; нижний мел (неоком), зеленовато-серая подсвита дзунбаинской свиты.

Описание вида. Размеры: диаметр продольный 75—80 μ , реже 90 μ ; отношение длины к ширине 2,5 : 1. Очертание пыльцевого зерна удлиненное, в смятом виде сильно вытянутое,

узко-продолговатое; один из полюсов немного выдается, отделенный небольшим сжатием от остальной части пыльцевого зерна; продольные доли узкие, слабо выделяются; швы неразветвленные; ложбинки неглубокие; экзина тонкая, смятая, гладкая или слабо зернистая. Цвет пыльцевого зерна бледно-желтый. Число экземпляров, послуживших для описания вида, — 2.

Изменчивость. Пыльцевые зерна почти не обнаруживают изменчивости, кроме небольших (от 75 до 90 μ) колебаний в размерах и степени смятости экзины.

Сравнения и замечания. Описываемые пыльцевые зерна отличаются от пыльцы современных представителей рода менее резко вдавленными ложбинками и изогнутыми швами на дне последних. По искусственной классификации автора, относятся к типу *Vittatina* L u b e r, подтипу *Ephedri-vittatina*.

Географическое распространение и возраст: Восточная Монголия; нижний мел (баррем).

Ephedra ovaliformis sp. n.

Табл. VII, фиг. 6

Голотип: препарат № $\frac{4344-1-5}{V}$; паратип: препарат № $\frac{4325-1-13}{V}$; хранятся в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа и паратипа: Восточная Монголия, Сайн-Шандинский район; нижний мел (неоком), зеленовато-серая подсвита дзунбаинской свиты.

Описание вида. Размеры: диаметр продольный 50—55 μ , отношение длины к ширине около 5 : 3. Очертание пыльцевого зерна овальное. Продольные доли узкие, немного более широкие, чем у *Ephedra prolongata* sp. n.; швы неразветвленные; ложбинки неглубокие; экзина не очень тонкая или средней толщины, мало смятая, гладкая. Цвет пыльцевого зерна желтый. Число экземпляров, послуживших для описания вида, — 2.

Изменчивость. Изменчивость не выяснена.

Сравнения и замечания. Описываемые пыльцевые зерна близки к пыльце современного рода *Ephedra* T o u r n e f. L i n n., но отличаются от последней такими же признаками, как и предыдущий вид.

Географическое распространение и возраст: Восточная Монголия, Сайн-Шандинский район; неоком (баррем).

Ephedracites pseudorectiniformis sp. n.

Табл. VII, фиг. 8, 9

Голотип: препарат № $\frac{4325-1-12}{V}$; паратип: препарат № $\frac{4325-1-3}{V}$; хранятся в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа и паратипа: Восточная Монголия, Сайн-Шандинский район; нижний мел (неоком), зеленовато-серая подсвита дзунбаинской свиты.

О п и с а н и е в и д а. Размеры: диаметр продольный около 50 μ , отношение длины к ширине 2,5 : 1. Очертание пыльцевого зерна продолговато-овальное, в смятом виде — всретенное (один конец уже другого); смятое пыльцевое зерно внешне похоже на пыльцу типа *Retectina* M a l.; экзина тонкая, гладкая или слабо зернистая, с неясно намеченными продольными долями и неглубокими ложбинками между ними. Цвет пыльцевого зерна бледно-желтый. Количество экземпляров, послуживших для описания вида, — 20.

И з м е н ч и в о с т ь. Пыльцевые зерна не претерпевают почти никаких ясно видимых изменений, размеры у всех одни и те же.

С р а в н е н и я и з а м е ч а н и я. Пыльца *E. pseudorectiniformis* sp. n. принадлежит растениям сем. Ephedraceae, порядка Ephedrales, а по искусственной классификации автора, относится к тому же типу *Vittatina* L u b e r g, что и два описанных выше вида *Ephedra*.

Г е о г р а ф и ч е с к о е р а с п р о с т р а н е н и е и в о з р а с т: Восточная Монголия; нижний мел (баррем).

Ephedracites sp. 1

Табл. VII, фиг. 7

Препарат № $\frac{4325-1-16}{V}$, хранится в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение: Восточная Монголия, Сайн-Шандинский район; неоком (баррем).

О п и с а н и е п ы л ь ц ы. Размеры: диаметр продольный 70—75 μ . Отношение длины к ширине около 3 : 1. Очертание пыльцевого зерна удлиненное, экзина тонкая с очень тонкими швами, продольные доли слабо выраженные. Окончания зерна притупленные. Цвет пыльцевого зерна бледно-желтый. Количество экземпляров, послуживших для описания, — 1.

И з м е н ч и в о с т ь. Изменчивость не установлена.

Сравнения и замечания. Пыльцевое зерно, по-видимому, принадлежит растению сем. Ephedraceae; напоминает близкую к нему пыльцу *Ephedra prolongata* sp. n., от которой отличается размерами и притупленными окончаниями пыльцевого зерна.

Географическое распространение и возраст: Восточная Монголия; нижний мел (баррем).

Ephedracites sp. 2

Табл. IV, фиг. 7

Препарат № $\frac{5286-1-1}{V}$, хранится в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение: Восточная Монголия, Дзунбаинский район; нижний мел (неоком), темно-серая подсвита дзунбаинской свиты.

Описание. Размеры: диаметр продольный 30 μ , отношение длины к ширине 3 : 2. Очертание пыльцевого зерна округло-овальное, экзина тонкая, с узкими швами; продольные доли слабо выраженные, анастомозирующие, прерывистые. Цвет пыльцевого зерна желтый. Количество экземпляров, послуживших для описания, — 1.

Изменчивость. Не установлена.

Сравнения и замечания. Пыльцевое зерно, по-видимому, принадлежит растению сем. Ephedraceae.

Географическое распространение и возраст: Восточная Монголия; нижний мел (готерив).

Пыльца хвойных невыясненной систематической принадлежности

А. ПЫЛЬЦЕВЫЕ ЗЕРНА С ВОЗДУШНЫМИ МЕШКАМИ

Пыльца типа *BIALINA* Mal.

Описание типа пыльцы. См. В. С. Маливкина [1949], стр. 85, 97—99.

Пыльца типа *Bialina* подразделяется, по классификации автора, на 4 секции: *typica*, *sacculiniformis*, *lobata* и *imperfectina*.

Для представителей секции *typica* Mal. характерны следующие признаки.

Сложное очертание пыльцевого зерна, образуемое очертанием тела и двух подвижных воздушных мешков; большое или

очень большое, округлое, реже овальное тело; крупные, легкие, тонкие, немного или сильно смещенные, подвижные, складывающиеся воздушные мешки.

Сетчатость воздушных мешков большей частью крупная; тело толстое, или средней толщины, ясно сетчатое или только точечное. Для представителей секций *sacculiniformis* M a l. и *lobata* M a l. характерно сложное очертание контуров свободного или полусвободного тела и больших воздушных мешков (или неправильно округлое очертание при сложенных мешках), большое овальное, реже округлое тело. Тело выдается по ширине: оно больше воздушных мешков, равно последним (если мешки сложены) или меньше их (если мешки вытянуты). Это происходит потому, что у описываемых представителей подтипов *Bialina* M a l. воздушные мешки очень подвижные — складываются, вытягиваются и опускаются, легко сдвигаются оба в одну сторону, что не свойственно пыльце рода *Pinus*, с которой в остальном эта пыльца несколько сходна; при боковых поворотах воздушные мешки плоские. Экзина точечная и сетчатая, тонкая.

Изменчивость. Пыльцевые зерна типа *Bialina* M a l. отличаются своеобразием строения и большой изменчивостью. Характерно для них то, что они и в общей массе не похожи на наиболее широко распространенную пыльцу Pinaceae: *Pinus*, *Picea*, *Abies*, а также ни на одну из многочисленных форм пыльцы Podocarpaceae: *Podocarpus*, *Dacrydium*, *Microcachrys*, *Phyllocladus* и т. д. Изменение пыльцы типа *Bialina* M a l. связано с принадлежностью ее к разным родам хвойных; все они объединены общностью происхождения во времени (мел—третичные отложения) и территориального распространения в геологическом прошлом, но в систематическом отношении не очень близки между собой и подразделяются на два подтипа: *Keteleeriibialina* M a l. sect. *typica* M a l., *Pseudolarixibialina* M a l. sect. *sacculiniformis* M a l. и sect. *lobata* M a l. Пыльца sect. *typica* M a l. более или менее однотипна: виды различаются по размерам, ширине и длине воздушных мешков, размерам ячеек сеточки воздушных мешков. Из нижнемеловых отложений известны 4 вида этой пыльцы. Пыльца секций *sacculiniformis* M a l. и *lobata* M a l. отличается подвижностью очертаний. Характерная изменчивость, кроме изменений в размерах, следующая: у представителей sect. *sacculiniformis* M a l. — подвижные, раздвигающиеся в разные стороны и опускающиеся в сложенном виде воздушные мешки.

Сравнения и замечания. Пыльца секции *typica* M a l. типа *Bialina* M a l. — это, по-видимому, пыльцевые зерна хвойных, родственных современным *Keteleeria* C a r r. Пыльцевые зерна представителей секций *sacculiniformis* M a l. и *lobata* M a l. внешне имеют некоторое сходство с пыльцой рода *Pinus* (*P. pinea*, sect. *lobata*, *P. silvestris*, sect. *sacculiniformis*).

При детальном исследовании, однако, обнаруживаются вышеописанные свойства пыльцевых зерен, не присущие, в общем, пыльцевым зернам рода *Pinus*; кроме того, наблюдается резкое различие в ареалах распространения. Пыльца *P. pinea* и *P. silvestris* принадлежит растениям, распространенным в Средиземноморье и в Европе, тогда как пыльца описанных секций типа *Bialina* была обнаружена на территории Западной Сибири и Монголии в непосредственном соседстве с Китаем, наиболее богатом различными экзотическими видами сем. Pinaceae, произрастающими там и в настоящее время. 4 секции «рода» *Bialina* M a l., кратко охарактеризованные в «Определителе», соответствуют (примерно): sect. *typica* M a l. — *Keteleeria typus* и *Tsuga pal-lonianatypus*; две секции: sect. *sacculiniformis* M a l. и sect. *lobata* M a l. — *Pseudolarix typus*; sect. *imperfectina* M a l. — пыльце невыясненной систематической принадлежности. Все указанные роды хвойных, по-видимому, в мелу были широко распространены не только в Китае, но и в Монголии и даже в Западной Сибири. В двух последних областях их прошлого распространения в настоящее время они не произрастают.

Географическое распространение и возраст: Западная Сибирь, Арктическая зона Союза, Восточная Сибирь (р. Лена), Монголия, Китай; мел.

Bialina latisacciformis sp. n.

Табл. III, фиг. 8

Голотип: препарат № $\frac{5167-1-2}{V}$, хранится в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Восточная Монголия, Дзунбаинский район; нижний мел (неоком), темно-серая подсвита дзунбаинской свиты.

Описание вида. Размеры: диаметр продольный 125 μ , отношение длины к ширине при сжатых воздушных мешках около 1 : 1, при вытянутых — около 5 : 4. Очертание пыльцевого зерна сложное, образуется сочетанием свободного округлого крупного тела и немного примятых воздушных мешков; тело округлое, тонкое, экзина тела и воздушных мешков по размерам ячеек сеточки одинаковая. Цвет пыльцевого зерна желтый. Число экземпляров, послуживших для описания вида, — 2.

Изменчивость. Характер изменчивости не установлен. Сравнения и замечания. Описываемые пыльцевые зерна напоминают пыльцевые зерна ныне живущих кетелеерий, обладая крупным округлым телом и воздушными мешками с крупной сетчатостью экзины. По искусственной классификации автора, относятся к типу *Bialina*, подтипу *Keteleeribialina*.

Пыльца близка к *Bialina latisacca* M a l. (sect. *typica* M a l.) (Зап. Сибирь), отличаясь от нее более тонкой экзиной, более резким смятием воздушных мешков и большей их сближенностью на брюшной стороне тела. В Восточной Монголии описываемая пыльца встречается только изредка.

Географическое распространение и возраст: Восточная Монголия; нижний мел (готерив).

Bialina longisaccata sp. n.

Табл. III, фиг. 9

Голотип: препарат № $\frac{2243-2-2,1}{V}$, хранится в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Восточная Монголия, Дзунбаинский район; нижний мел (неоком), темно-серая подсвита дзунбаинской свиты.

Описание вида. Размеры: диаметр продольный 100 μ , отношение длины к ширине 3 : 1. Очертание пыльцевого зерна сложное, обусловлено сочетанием свободного округлого некрупного тела и нескольких вытянутых воздушных мешков; воздушные мешки тонкие, подвижные, опущенные; в боковом положении очертание пыльцевого зерна слабо дуговидное. Цвет пыльцевого зерна желтый. Число экземпляров, послуживших для описания вида, — 4.

Изменчивость. Характер изменчивости не установлен.

Сравнения и замечания. Описываемые пыльцевые зерна не имеют ясно выраженного сходства с пыльцой ныне живущих кетелеерий, однако сохраняют характер строения пыльцы, отличаясь немного более мелкой сетчатостью экзины и несколько большей вытянутостью воздушных мешков. По искусственной классификации автора, относятся также к пыльце типа *Bialina*, подтипа *Keteleeriibialina*.

Географическое распространение и возраст: Восточная Монголия; нижний мел (готерив).

Bialina sacculifera f. *typica* M a l.

Табл. III, фиг. 10—12

1949. *Bialina sacculifera* f. *typica* М а л я в к и н а. Определитель спор и пыльцы, стр. 97, табл. 26, фиг. 5, 6.

Голотип: препарат № $\frac{75-5-12}{III}$; паратипы: препараты № $\frac{74-2-1}{III}$, $\frac{74-5-2}{III}$; хранятся в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа и паратипов: Западная Сибирь, ст. Называевская; неоком.

О п и с а н и е в и д а. См. В. С. Малявкина [1949], стр. 97, пункт 1, табл. 26, фиг. 5—6. Размеры: диаметр продольный 65—100 μ , отношение длины к ширине 2 : 1, при сложенных мешках около 4 : 3. Количество экземпляров, послуживших для описания вида, — 10.

И з м е н ч и в о с т ь. Пыльцевые зерна изменяются очень мало, только в размерах, в дистально-проксимальном положении они почти прямоугольные, в боковом — дуговидные, в промежуточном — двулопастные.

С р а в н е н и я и з а м е ч а н и я. Описываемые пыльцевые зерна относятся к секции *sacculiniformis* M a l.; имеют удлиненные воздушные мешки, сдвигающиеся в одну сторону; в боковом положении близки к пыльце *Pseudolarix Kaempferi* G o r d., ныне произрастающей в Китае. По искусственной классификации автора, относятся к типу *Bialina*, подтипу *Pseudolarixibialina*.

Г е о г р а ф и ч е с к о е р а с п р о с т р а н е н и е и в о з р а с т: Западная Сибирь; неоком. Восточная Монголия; неоком (готерив и баррем). Вариегат *chetensis* К.-М. — север Енисейско-Ленской области (валанжин — апт).

Bialina lobata f. *typica* M a l.

Табл. III, фиг. 13, 14

1949. *Bialina lobata* f. *typica* M а л я в к и н а. Определитель спор и пыльцы, стр. 98, табл. 27, фиг. 5—6.

Голотип: препарат № $\frac{73-2-3}{III}$; паратипы: препараты № $\frac{73-2-1}{III}$, $\frac{73-3-1}{III}$ и $\frac{73-3-14}{III}$; плезиотип $\frac{2186}{V}$; хранятся в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа и паратипов № $\frac{73-2-4}{III}$, $\frac{73-3-1}{III}$ и $\frac{73-3-14}{III}$ — Западная Сибирь, ст. Называевская; местонахождение плезиотипа № $\frac{2186}{V}$ — Восточная Монголия, Дзунбаинский район; нижний мел (неоком), темно-серая подсвита дзунбаинской свиты.

О п и с а н и е в и д а. См. В. С. Малявкина [1949], стр. 98, пункт 1, табл. 27, фиг. 5—6. Размеры: диаметр продольный 75—100 μ , отношение длины к ширине около 3 : 2, при сложенных мешках около 1 : 1. Цвет желтый. Число экземпляров, послуживших для описания вида, — 10.

И з м е н ч и в о с т ь. Пыльцевые зерна резко изменяются в размерах.

Сравнения и замечания. Описываемые пыльцевые зерна относятся к пыльце типа *Bialina*, подтипа *Pseudolarixibialina*, секции *lobata* M a l., напоминая несколько пыльцу *Pinus pinca* L., но отличаясь от последней вытягивающимися, более подвижными воздушными мешками; строением и внешним видом мешков они ближе к пыльце *Pseudolarix Kempferi* G o r d., от которой отличаются более округлым телом и опускающимися при складывании воздушными мешками.

Географическое распространение и возраст: Западная Сибирь; неоком. Восточная Монголия; неоком (готерив). Вариеет *oblonga* K.-M. — север Енисейско-Ленской области.

Пыльца типа *SPIRELLINA* M a l.

Описание типа пыльцы. См. В. С. Малявкина [1949], стр. 86 и 111—113.

Spirellina plicata M a l. var. *mongolica* var. n.

Табл. IV, фиг. 8

Голотип: препарат № $\frac{2275-1-3}{V}$, хранится в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Восточная Монголия, Дзунбаинский район; нижний мел (неоком), темно-серая подсвита дзунбаинской свиты.

Описание вариеета. Размеры: диаметр продольного зерна почти двуплостное, слабо продолговатое, воздушные мешки немного сближенные, тело замкнутое, небольшое, округлое, сегменты слабо намеченные, полулунные; воздушные мешки веерообразные, экзина средней толщины, сетчатая, борозда неширокая. Цвет пыльцевого зерна желтый. Число экземпляров, послуживших для описания, — 2.

Изменчивость. Характер изменчивости вариеета не установлен.

Сравнения и замечания. Описываемая пыльца отличается от типичной формы меньшими размерами и более резко выраженной лопастью очертаний. Является пыльцой невыясненной систематической принадлежности, близка по типу к пыльце *Pinus* sp., подроду *Harpoxylon* и, вместе с тем, по форме воздушных мешков — к пыльце *Podocarpaceae*, от которой отличается, в свою очередь, отсутствием радиальных сматий на внутренней стороне воздушных мешков.

Географическое распространение и возраст: Восточная Монголия; нижний мел (готерив).

Пыльца типа *ALIFERINA* M a l.

Описание типа пыльцы. См. В. С. Малявкина [1949], стр. 85, 100—103.

Aliferina panucelliformis M a l. var. *mongolica* var. n.

Табл. VII, фиг. 10

Голотип: препарат № $\frac{2490-3-6}{V}$, хранится в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Восточная Монголия, Дзунбаинский район; нижний мел (неоком), зеленовато-серая подсвита дзунбаинской свиты.

Описание вариетета. Размеры: диаметр продольный 90 μ , отношение длины к ширине 3 : 2. Очертание пыльцевого зерна неправильно веретеновидное, тело большое, толстое, замкнутое, воздушные мешки большие, не полностью прикрывают тело, сегменты крупные, толстые, почти смыкающиеся; экзина воздушных мешков ясно сетчатая, ячейки сеточки не крупные, тело почти гладкое. Цвет пыльцевого зерна желтый. Число экземпляров, послуживших для описания, — 2.

Изменчивость. Характер изменчивости не установлен.

Сравнения и замечания. Пыльцевые зерна близки к юрским *Aliferina panucelliformis* M a l., отличаясь от них большей толщиной и гладкой поверхностью более крупного и яснее выраженного тела. Пыльца невыясненной систематической принадлежности.

Географическое распространение и возраст. Восточная Монголия; нижний мел (баррем).

Aliferina falcatiformis sp. n.

Табл. IV, фиг. 9

Голотип: препарат № $\frac{3448-1-3}{V}$, хранится в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Восточная Монголия, Дзунбаинский район; нижний мел (неоком), темно-серая подсвита дзунбаинской свиты.

Описание вида. Размеры: диаметр продольный около 50 μ , поперечный около 40 μ . Пыльцевое зерно почти округлое, немного вытянутое по продольному диаметру, слабо лопастное; тело большое, округлое, замкнутое, воздушные мешки большие, почти полностью прикрывают тело; борозда имеет веретеновидную

форму, сегменты правильные, дуговидные; экзина воздушных мешков и тела тонкая, мелкосетчатая. Цвет пыльцевого зерна желтый. Число экземпляров, послуживших для описания, — 10.

Изменчивость. Пыльцевые зерна имеют постоянный облик.

Сравнения и замечания. Описываемая пыльца близка к среднеюрской *Aliferina falciformis* Mal., отличаясь от последней более простым очертанием и менее развитыми воздушными мешками; напоминает пыльцу Pinaceae.

Географическое распространение и возраст: Восточная Монголия, Южная Гоби; нижний мел (готерив).

Пыльца типа *OBLATINELLA* Mal.

Описание типа пыльцы. См. В. С. Малявкина [1949], стр. 85, 103—104.

Oblatinella rotundiformis f. *typica* Mal.

Табл. XII, фиг. 6

1949. *Oblatinella rotundiformis* Малявкина. Определитель спор и пыльцы, стр. 103, табл. 33, фиг. 3.

Голотип: препарат № $\frac{73-2-21}{III}$, хранится в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Западная Сибирь, ст. Называевская; неоком.

Описание вида. См. В. С. Малявкина [1949], стр. 103. Размеры: диаметр продольный — 100—125 μ , иногда более 125 μ , отношение длины к ширине около 1 : 1. Цвет пыльцевого зерна желтый.

Изменчивость. Пыльцевые зерна имеют устойчивый облик, изменяются только в размерах.

Сравнения и замечания. Пыльцевые зерна невыясненной систематической принадлежности; с одной стороны, близки к *Picea* sect. *Euripicea*, но отличаются от последней меньшим развитием тела и радиальной исчерченностью воздушных мешков, с другой, — к формам пыльцы, описанным под наименованием *Abietipites* Woodhouse.

Географическое распространение и возраст: Эмба, Приуралье, Западная Сибирь, Восточная Монголия; нижний мел (неоком и апт).

Oblatinella jacutiensis sp. n.

Табл. VII, фиг. 11

Голотип: препарат № $\frac{4315-2-11}{V}$, хранится в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Восточная Монголия, Сайн-Шандинский район; нижний мел (неоком), зеленовато-серая подсвита дзунбаинской свиты.

Описание вида. Размеры: диаметр продольный около 70 μ , отношение длины к ширине около 1 : 1. Очертание пыльцевого зерна почти округлое. Воздушные мешки крупные, обволакивающие все тело; сегменты широко веретеновидные, угловатые, простираются через все тело, борозда широкая, почти прямая, экина мелкосетчатая, воздушные мешки и борозда светлые, сегменты темно-желтые. Цвет пыльцевого зерна желтый и темно-желтый. Число экземпляров, послуживших для описания вида, — 50.

Изменчивость. Пыльца имеет устойчивый облик, изменяется в размерах: больше и меньше 70 μ .

Сравнения и замечания. Описываемая пыльца является пыльцой хвойных сем. Pinaceae, ближе невыясненной систематической принадлежности.

Географическое распространение и возраст: Сибирь (Якутия), нижний мел; Восточная Монголия, неоком (баррем).

Пыльца типа *ORBICULARIA* Mal.

Описание типа пыльцы. См. В. С. Малявкина [1949], стр. 85, 104—108.

Orbicularia gamiformis Mal. var.

Табл. IV, фиг. 10

Голотип: препарат № $\frac{5286-1-11}{V}$, хранится в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение пыльцевого зерна: Восточная Монголия, Дзунбаинский район; нижний мел (неоком), темно-серая подсвита дзунбаинской свиты.

Описание пыльцевого зерна. Размеры: диаметр продольный около 80 μ , отношение длины к ширине 3 : 2. Очертание продолговатое, сложное, образуется сочетанием немного выделяющегося полусвободного тела и воздушных мешков, прикрывающих тело на дистальной стороне. Тело крупное, округ-

лое, выделяющееся, воздушные мешки большие, почти смыкающиеся, борозда узкая, прямая; экзина сетчатая, сетчатость крупная. Цвет пыльцевого зерна желтый. Число экземпляров, послуживших для описания, — 1.

Изменчивость. На основании вышеуказанных данных характер изменчивости не может быть установлен.

Сравнения и замечания. Описываемое пыльцевое зерно примыкает по строению к пыльце средней юры *Orbicularia gamiformis* Mal., которая, в свою очередь, близка к пыльце *Dipterella gamolata* Mal. Оно напоминает пыльцевые зерна микроспорофиллов кейтоний *Caytonanthus* Hargris, но значительно более крупное, чем последние. От *Orbicularia gamiformis* Mal. описываемая пыльца отличается округленными очертаниями и крупной сетчатостью воздушных мешков, напоминающей сетчатость пыльцы кедров; однако *O. gamiformis* var. не имеет других признаков пыльцевых зерен кедров (очертание, соотношение в расположении тела и воздушных мешков) и не может быть также присоединена к роду *Caytorbicularia* Mal., так как несет признаки (крупную сетчатость); сближающие ее с пыльцой Pinaceae (*Cedrus*, *Pinus* подрода *Haploxyylon*).

Эта пыльца остается без родового определения и является пыльцой невыясненной систематической принадлежности. Типичная форма ее *Orbicularia gamiformis* Mal. условно относится нами к пыльце, близкой по типу к пыльце кейтоний *Caytorbicularia gamiformis* Mal. Пользуется распространением в средней юре.

Географическое распространение и возраст: Восточная Монголия; нижний мел (готерив).

Пыльца типа *QUADRAECULINA* Mal.

Описание типа пыльцы. См. В. С. Малявкина [1949], стр. 86, 110—111.

Quadraeculina laticorpina f. *typica* Mal.

Табл. XIV, фиг. 4

1949. *Quadraeculina laticorpina* f. *typica* Малявкина. Определитель спор и пыльцы, стр. 110, табл. 39, фиг. 4.

Голотип: препарат № $\frac{3-15}{V}$, хранится в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Западная Сибирь, ст. Называевская; ант.

Описание вида. См. В. С. Малявкина, [1949], стр. 110. Размеры: диаметр продольный около 100μ , отношение длины к ширине около 5 : 2. Цвет желтый.

Изменчивость. Пыльцевые зерна мало изменяются, преимущественно в размерах. Более удлиненные экземпляры выделяются как *f. stricta* Mal.

Сравнения и замечания. Пыльцевое зерно невыясненной систематической принадлежности.

Географическое распространение и возраст: Эмба, Западная Сибирь, Монголия; неоком — апт.

Б. ПЫЛЬЦЕВЫЕ ЗЕРНА БЕЗ ВОЗДУШНЫХ МЕШКОВ

Пыльца типа *PATELLINA* Mal.

Описание типа пыльцы. См. В. С. Малявкина [1949], стр. 126, 128—129.

Patellina subminor sp. n.

Табл. VII, фиг. 12

Голотип: препарат № $\frac{4342-1-6}{V}$, хранится в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Восточная Монголия, Сайн-Шандинский район; нижний мел (неоком), зеленовато-серая подсвита дзунбаинской свиты.

Описание вида. Размеры: диаметр около 50μ . Очертание пыльцевого зерна правильное, округло-овальное; пыльцевое зерно смятое в поперечные редкие складки; экзина почти гладкая средней толщины. Цвет пыльцевого зерна желтый. Число экземпляров, послуживших для описания вида, — 20.

Изменчивость. Пыльцевые зерна почти не проявляют изменчивости, для них очень характерен размер около 50μ .

Сравнения и замечания. Систематическая принадлежность *Patellina subminor* sp. n. не установлена. По-видимому, она представляет собой пыльцу хвойных; от пыльцы рода *Pseudotsuga* (сем. Pinaceae) отличается размерами, от пыльцы сем. Araucariaceae, к которой она близка по размерам, несколько отличается структурой экзины. Реликт юры в раннем мелу МНР; встречается не очень часто.

Географическое распространение и возраст: Восточная Монголия, нижний мел (баррем); Эмбенский район и Западное Приуралье; юра (верхний бат и в особенности келловей).

Patellina ultraminor sp. n.

Табл. VII, фиг. 15

Голотип: препарат № $\frac{4325-1-5}{V}$, хранится в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Восточная Монголия, Сайн-Шандинский район; нижний мел (неоком), зеленовато-серая подсвита дзунбаинской свиты.

Описание вида. Размеры: диаметр 20 μ . Очертание пыльцевого зерна правильно-округлое, пыльца сферическая, мелкая, с гладкой экзиной, почти без складок, смятая. Пыльцевое зерно бледно-желтое, почти бесцветное. Число экземпляров, послуживших для описания, — 7.

Изменчивость. Характер изменчивости точно не установлен, по-видимому, пыльца устойчивого облика.

Сравнения и замечания. *Patellina ultraminor* sp. n. является, возможно, пыльцой хвойных сем. Cupressaceae, однако сходство с пыльцой какого-либо определенного рода этого семейства при увеличении в 500 раз не устанавливается. В нижнем мелу МНР встречается довольно редко.

Географическое распространение и возраст: Восточная Монголия; баррем.

Пыльца типа *BULLULINA* Mal.

Описание типа пыльцы. См. В. С. Малявкина [1949], стр. 127, 132—133.

Bullulina aggerelloides Mal.

Табл. XIV, фиг. 5, 6

1949. *Bullulina aggerelloides* Малявкина. Определитель спор и пыльцы. Юра — мел, стр. 132, табл. 49, фиг. 2—6.

Голотип: препарат № $\frac{72-1-2}{III}$, хранится в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Западная Сибирь, ст. Называевская; неоком.

Описание вида. См. В. С. Малявкина [1949], стр. 132. Размеры 60—150 μ . Цвет пыльцевого зерна желтый и темно-желтый.

Изменчивость. *Bullulina aggerelloides* Mal. отличается изменчивостью структуры — имеет все виды сетчатой структуры от мелкосетчатой до крупносетчатой; ячеистости не несет. На осно-

вании характера структуры выделены разновидности этих пыльцевых зерен: *f. reticulina* Mal., *f. punctata* Mal.

Сравнения и замечания: пыльцевые зерна имеют характер пыльцы *Podozamites* и пыльцы *Araucariaceae* вместе.

Географическое распространение и возраст: Западная Сибирь, Эмба, южная часть Южного Урала, Средний Урал — нижний мел; Восточная Монголия — неоком (готерив и баррем).

Пыльца типа *AGGERELLA* Mal.

Описание типа пыльцы. См. В. С. Малявкина [1949], стр. 127, 131—132.

Aggerella corollariiformis sp. n.

Табл. XIV, фиг. 7

Голотип: препарат № $\frac{4328-3-3}{V}$, хранится в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа: Восточная Монголия; Сайн-Шандинский район; нижний мел (неоком), зеленовато-серая подсвита дзунбаинской свиты.

Описание вида. Размеры: диаметр 35 μ . Очертание пыльцевого зерна округлое, экзина точечная (очень мелкосетчатая), толстая, немного смятая, внешний край имеет неширокое окаймление. Цвет пыльцевого зерна желтый. Число экземпляров, послуживших для описания вида, — 20.

Изменчивость. Пыльца проявляет лишь слабую изменчивость в размерах и в ширине утолщения по периферии (толщина экзины).

Сравнения и замечания. Пыльцевые зерна невыясненной систематической принадлежности.

Географическое распространение и возраст: Восточная Монголия; нижний мел.

Пыльца типа *COROLLINA* Mal.

Описание типа пыльцы. См. В. С. Малявкина [1949], стр. 120, 124.

Corollina compactiformis sp. n.

Табл. XIV, фиг. 8, 9

Голотип: препарат № $\frac{4342-1-9}{V}$; паратипы: препараты $\frac{4343-1-8}{V}$, $\frac{4343-1-5}{V}$, хранятся в палеоботанической лаборатории ВНИГРИ.

Местонахождение голотипа и паратипов: Восточная Монголия, Сайн-Шандинский район; нижний мел (неоком), зеленовато-серая подсвита дзунбаинской свиты.

О п и с а н и е в и д а. Размеры: диаметр 25—50 μ . Очертание пыльцевого зерна округлое, реже слабо овальное, экзина точечная (мелкосетчатая), оторочкообразная часть экзины по периферии зерна резко утолщенная, широкая, как бы вздутая, неясно трехслойная. Цвет пыльцевого зерна желтый. Число экземпляров, послуживших для описания, — 3.

И з м е н ч и в о с т ь. Форма устойчивая, немного изменяется в размерах.

С р а в н е н и я и з а м е ч а н и я. Пыльца невыясненной систематической принадлежности, близка к нижнеюрской *Corollina compacta* Mal.

Географическое распространение и возраст: Эмба, Приуралье, Монголия; юра и мел; Восточная Монголия; нижний мел (готерив, баррем).

Л И Т Е Р А Т У Р А

- А л е х и н В. В. География растений. Учпедгиз, М., 1950.
- Б о л х о в и т и н а Н. А. Спорово-пыльцевая характеристика меловых отложений центральных областей СССР. Тр. ИГН АН СССР, вып. 145, геол. сер. (№ 61), 1953.
- Г р и ч у к М. П. Распространение рода *Ephedra* в четвертичном периоде на территории СССР в связи с историей ландшафтов. Материалы по палеогеографии, вып. 1. Изд. МГУ, 1954.
- Деревья и кустарники СССР. Т. I, изд. АН СССР, 1949.
- Ж у к о в с к и й П. М. Ботаника. Изд. «Советская наука», 1950.
- З а у е р В. В. и М ч е д л и ш в и л и Н. Д. Спорово-пыльцевые комплексы мезозойских и кайнозойских отложений района г. Тюмени. Материалы по палинологии и стратиграфии. Тр. ВСЕГЕИ, 1954.
- З а у е р В. В. Ископаемые виды рода *Cedrus* и их значение для стратиграфии континентальных отложений. Тр. ВСЕГЕИ, 1954.
- И л ь и н с к и й А. Н. Растительность земного шара. М.—Л., 1937.
- К а р а - М у р з а Э. Н. К вопросу о возрасте комплексов спор и пыльцы нижнего мела Советской Арктики. Тр. НИИГА, т. 37, 1953.
- К а р а - М у р з а Э. Н. Споры и пыльца мезозойских отложений севера Енисейско-Ленской области (юра и мел). Тр. НИИГА, т. LIV, 1954.
- К р и ш т о ф о в и ч А. Н. Палеоботаника. III изд., 1941; IV изд., Гостоптехиздат, 1957.
- М а л я в к и н а В. С. Определитель спор и пыльцы (юра — мел). Гостоптехиздат, 1949.
- М а л я в к и н а В. С. Верхнетриасовые, нижнеюрские и среднеюрские спорово-пыльцевые комплексы Восточного и Западного Приуралья. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 75. Гостоптехиздат, 1953.
- М а л я в к и н а В. С. Спорово-пыльцевые комплексы из мезозойских отложений юго-восточных районов Русской платформы (Эмба и Западное Приуралье). Тр. Всес. совещания по разработке унифицированной схемы стратиграфии мезозойских отложений Русской платформы. Гостоптехиздат, 1956.
- М у р з а е в Э. М. Монгольская Народная республика. Географиз, М., 1948.
- О б р у ч е в В. А. Восточная Монголия. Изд. АН СССР, 1947.
- П ы л ь ц е в о й а н а л и з. Под ред. И. М. Покровской. Тр. ВСЕГЕИ, 1950.
- Ф е д ч е н к о О. А. Флора Памира. СПб., 1903—1908.
- B e r t s c h K a r l D r. Lehrbuch der Pollenanalyse. Handbuch der Praktischen Vorgeschichtsvorschung, herausgegeben von Prof. Dr. Hans Reinert. Band 3, Stuttgart, 1942.
- C h a n d l e r M. E. Y. The Schizaeaceae of the South of England in Early Tertiary Times. Bull. of the British Museum of Natural History. Geologie, vol. 2, No 7, 1955.

- Cookson Isabel C. and Kathleen M. Pike. The tertiary occurrence and distribution of Podocarpus (Sect. Dacrycarpus) in Australia and Tasmania. Australian Journal of Botany. Vol. I, March, 1955.
- Cookson Isabel C. The identification of the Sporomorph Phyllocladites with Dacrydium and its distribution in southern tertiary deposits. Australian Journ. of Botany, vol. I, March, 1955.
- Engler A. und Prantl K. Die Natürlichen Pflanzenfamilien. T. I, Abt. 4, 1902; B. d. 13, 1926.
- Wodehouse R. P. Ph. O. Pollen grains, their structure, identification and significance in science and medicine. New York and London, 1935.
- Harris T. M. Caytonanthus — the microsporophyll of Caytonia. Ann. of Botany, vol. V, No 17, 1941.

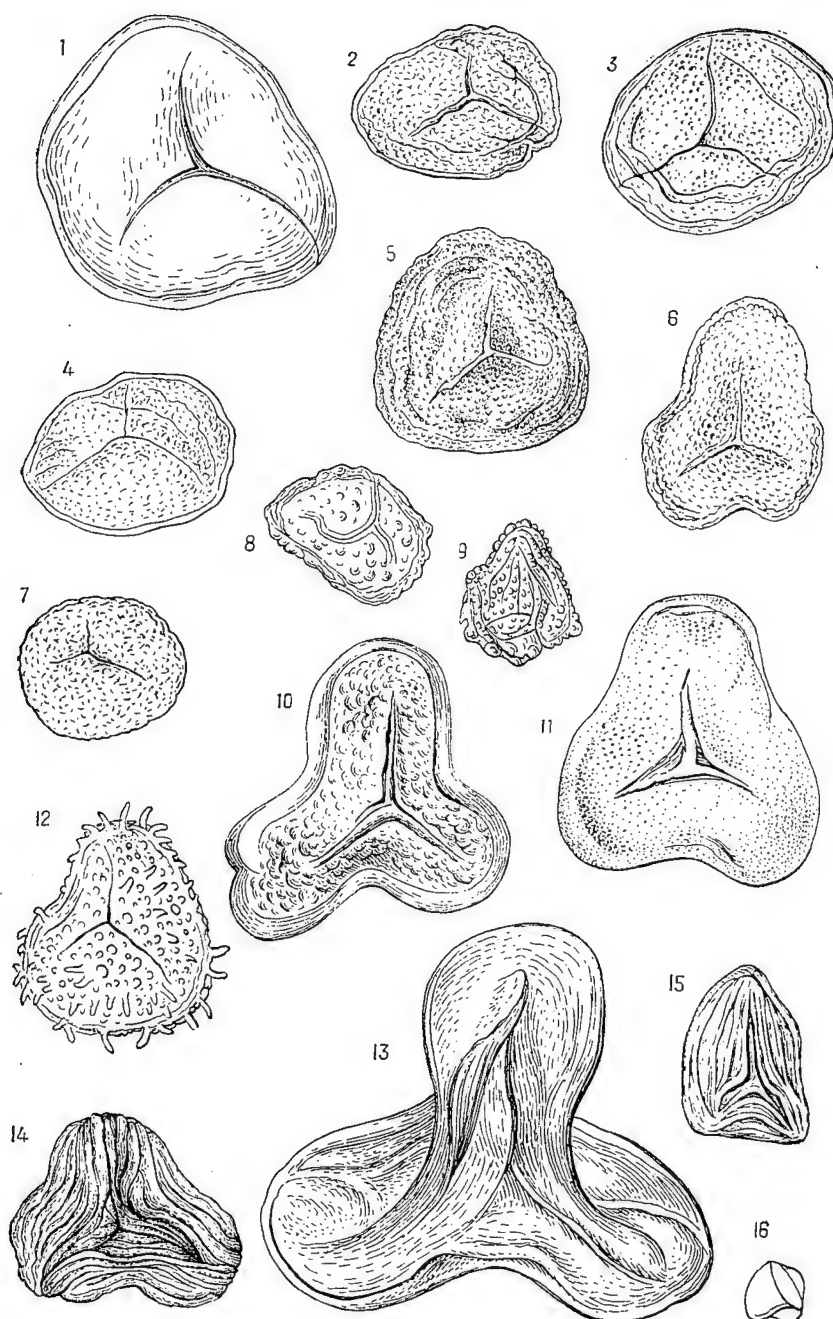
ТАБЛИЦА I¹

Нижний мел. Готерив (темно-серая подсвита дзунбаинской свиты), × 440

- Фиг. 1. *Equisetacites triquetriformis* sp. n. Стр. 21.
Голотип. Дзунбаинский район.
- Фиг. 2. *Hymenophyllum pseudoreticulatum* sp. n. Стр. 26.
Голотип. Дзунбаинский район.
- Фиг. 3. *Hymenophyllum cretaceum* sp. n. Стр. 26.
Голотип. Дзунбаинский район.
- Фиг. 4. *Hymenophyllum glabrescens* sp. n. Стр. 27.
Голотип. Дзунбаинский район.
- Фиг. 5—6. *Trichomanidites pseudocrispus* sp. n. Стр. 28.
Голотип фиг. 6. Паратип фиг. 6. Дзунбаинский район.
- Фиг. 7. *Cladophlebis breviciliatus* sp. n. Стр. 24.
Голотип. Дзунбаинский район.
- Фиг. 8. *Polypodiocites rarituberculatus* sp. n. Стр. 31.
Голотип. Дзунбаинский район.
- Фиг. 9. *Polypodiocites* (?) *polypodioides* sp. n. Стр. 32.
Голотип. Дзунбаинский район.
- Фиг. 10. *Lygodium flexuosiformis* sp. n. Стр. 39.
Голотип. Дзунбаинский район.
- Фиг. 11. *Lygodium punctatituberculatum* sp. n. Стр. 41.
Голотип. Дзунбаинский район.
- Фиг. 12. *Lygodium magniciliatum* sp. n. Стр. 43.
Голотип. Дзунбаинский район.
- Фиг. 13. *Lygodiumidites trifurcus* M a l. Стр. 44.
Голотип. Дзунбаинский район.
- Фиг. 14. *Aneimia cardioliiformis* sp. n. Стр. 45.
Голотип. Дзунбаинский район.
- Фиг. 15. *Aneimia* (?) sp. Стр. 46.
Дзунбаинский район.
- Фиг. 16. *Gleichenia minutissima* sp. n. Стр. 48.
Голотип. Дзунбаинский район.

¹ Графика (табл. I—XIV) выполнена Г. П. Ляховской по зарисовкам автора и М. Ф. Соловьевой.

Таблица 1



9* Загуб 213.

ТАБЛИЦА II

Нижний мел. Готерив (темно-серая подсвита дзунбаинской свиты), X 440.

- Фиг. 1. *Cibotium variabiliformis* sp. n. Стр. 51.
Голотип. Дзунбаинский район.
- Фиг. 2—4. *Cibotium retimesotuberculatum* sp. n. Стр. 52.
Голотип. Дзунбаинский район.
- Фиг. 5. *Cibotiumidites rotundatus* sp. n. Стр. 53.
Голотип. Дзунбаинский район.
- Фиг. 6. *Pterina paradoxa* sp. n. Стр. 67.
Голотип. Дзунбаинский район.
- Фиг. 7. *Pterina ornatissima* sp. n. Стр. 67.
Голотип. Дзунбаинский район.
- Фиг. 8. *Ventosella* sp. Стр. 70.
Дзунбаинский район.
- Фиг. 9. *Gyrinella orbiculata* M a l. β -*textatiformis* var. n. Стр. 71.
Голотип. Дзунбаинский район.
- Фиг. 10. *Gyrinella simplicissima* M a l. f. *typica* f. n. Стр. 72.
Паратип. Дзунбаинский район.
- Фиг. 11. *Gyrinella orbiculata* M a l. var. *rotundiformis* var. n. Стр. 72.
Голотип. Дзунбаинский район.
- Фиг. 12. *Cardiolina compacta* sp. n. Стр. 75.
Голотип. Дзунбаинский район.
- Фиг. 13. *Triquetrella anguliformis* M a l. var. Стр. 76.
Голотип. Дзунбаинский район.

Таблица II

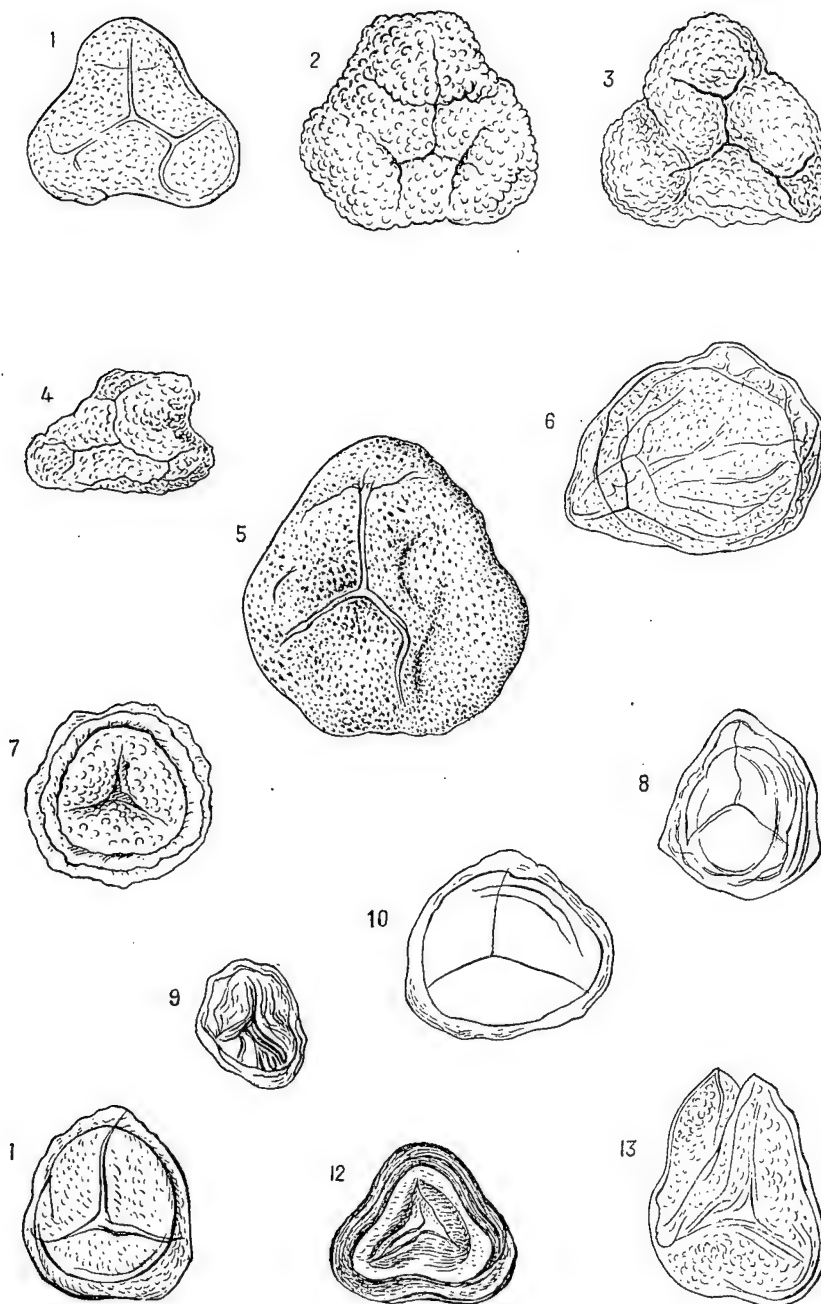


ТАБЛИЦА III

Нижний мел. Готерив (темно-серая подсвита дзунбаинской свиты), × 440

Фиг. 1. *Wielandia* (?) *magna* sp. n. Стр. 79.

Голотип. Дзунбаинский район.

Фиг. 1a. Пыльцевое зерно *Wielandia angustifolia*. По Вудхаузу.

Фиг. 2. *Neopodocarpus papilioformis* K. = M. var. *mongolicus* var. n. Стр. 91.

Голотип. Дзунбаинский район.

Фиг. 3. *Palaeopodocarpus gobiensis* sp. n. Стр. 92.

Голотип. Дзунбаинский район.

Фиг. 4. *Pseudocaytoniidites* sp. Стр. 93.

Дзунбаинский район.

Фиг. 5. *Dacrydiumites* sp. Стр. 95.

Дзунбаинский район.

Фиг. 6. *Piceidites biangulina* M a l. var. *mongolica* var. n. Стр. 97.

Голотип. Дзунбаинский район.

Фиг. 7. *Cedridites minuta* sp. n. Стр. 99.

Голотип. Дзунбаинский район.

Фиг. 8. *Bialina latisacciiformis* sp. n. Стр. 118.

Голотип. Дзунбаинский район.

Фиг. 9. *Bialina longisaccata* sp. n. Стр. 119.

Голотип. Дзунбаинский район.

Фиг. 10—12. *Bialina sacculifera* f. *typica* M a l. Стр. 119.

Голотип. Западная Сибирь.

Фиг. 13—14. *Bialina lobata* f. *typica* M a l. Стр. 120.

Голотип. Западная Сибирь.

Таблица III

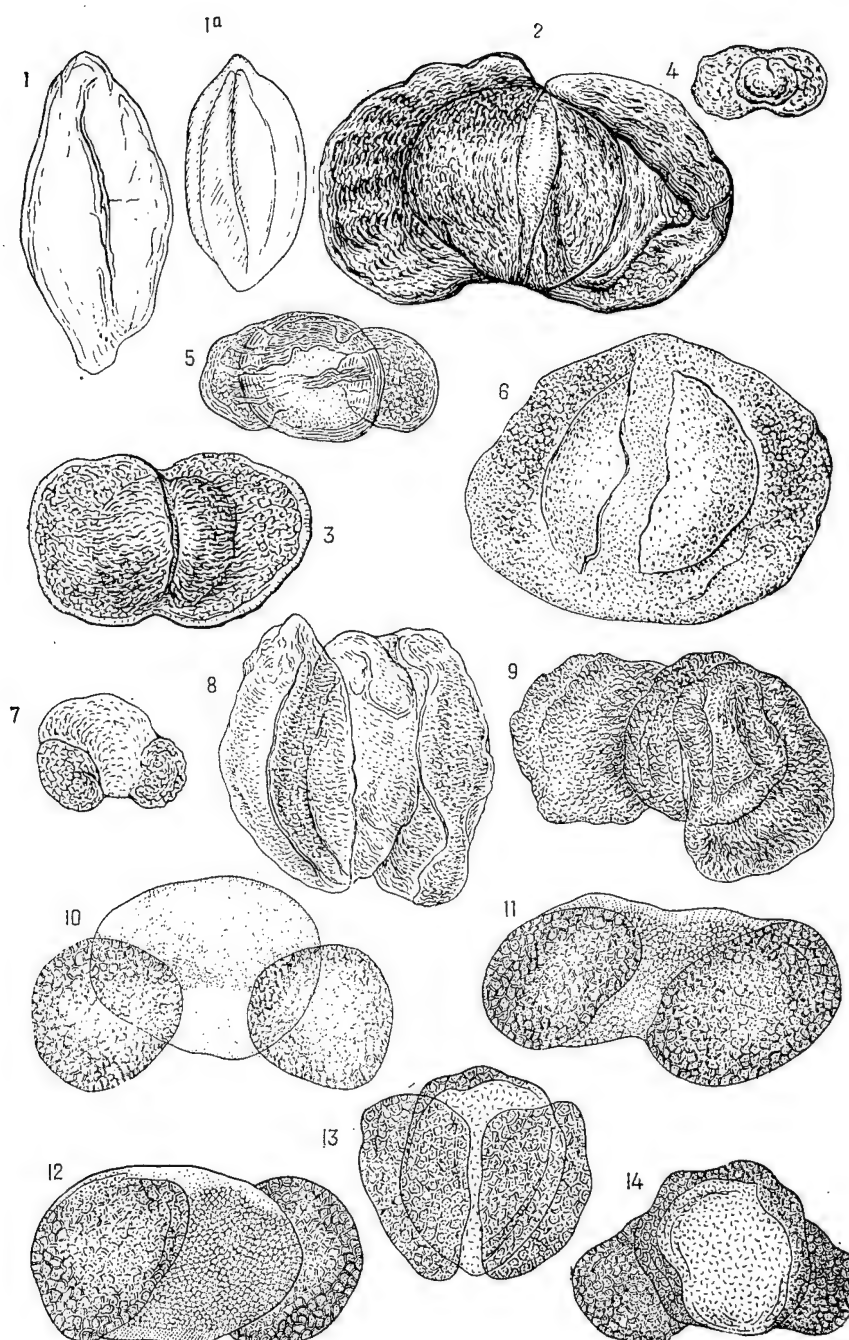


ТАБЛИЦА IV

Нижний мел. Готерив (темно-серая подсвита дзунбаинской свиты), × 44

Фиг. 1. *Tsuga (Eutsuga) relativiformis* sp. n. Стр. 105.

Голотип. Дзунбаинский район.

Фиг. 2—3. *Pseudotsuga punctata* var. *pseudolimbata* sp. et var. n. Стр. 108

Голотип. Дзунбаинский район.

Фиг. 4. Пыльцевое зерно *Pseudotsuga taxifolia* Britton

Сочи. Дендрарий (соврем.)

Фиг. 5—6. *Larixidites orbipatelliformis* sp. n. Стр. 109.

Голотип. Дзунбаинский район.

Фиг. 7. *Ephedracites* sp. 2. Стр. 116.

Дзунбаинский район.

Фиг. 8. *Spirellina plicata* M a l. var. *mongolica* var. n. Стр. 121.

Голотип. Дзунбаинский район.

Фиг. 9. *Aliferina falcatiformis* sp. n. Стр. 122.

Голотип. Дзунбаинский район.

Фиг. 10. *Orbicularia gamiformis* M a l. var. Стр. 124.

Голотип. Дзунбаинский район.

Таблица IV

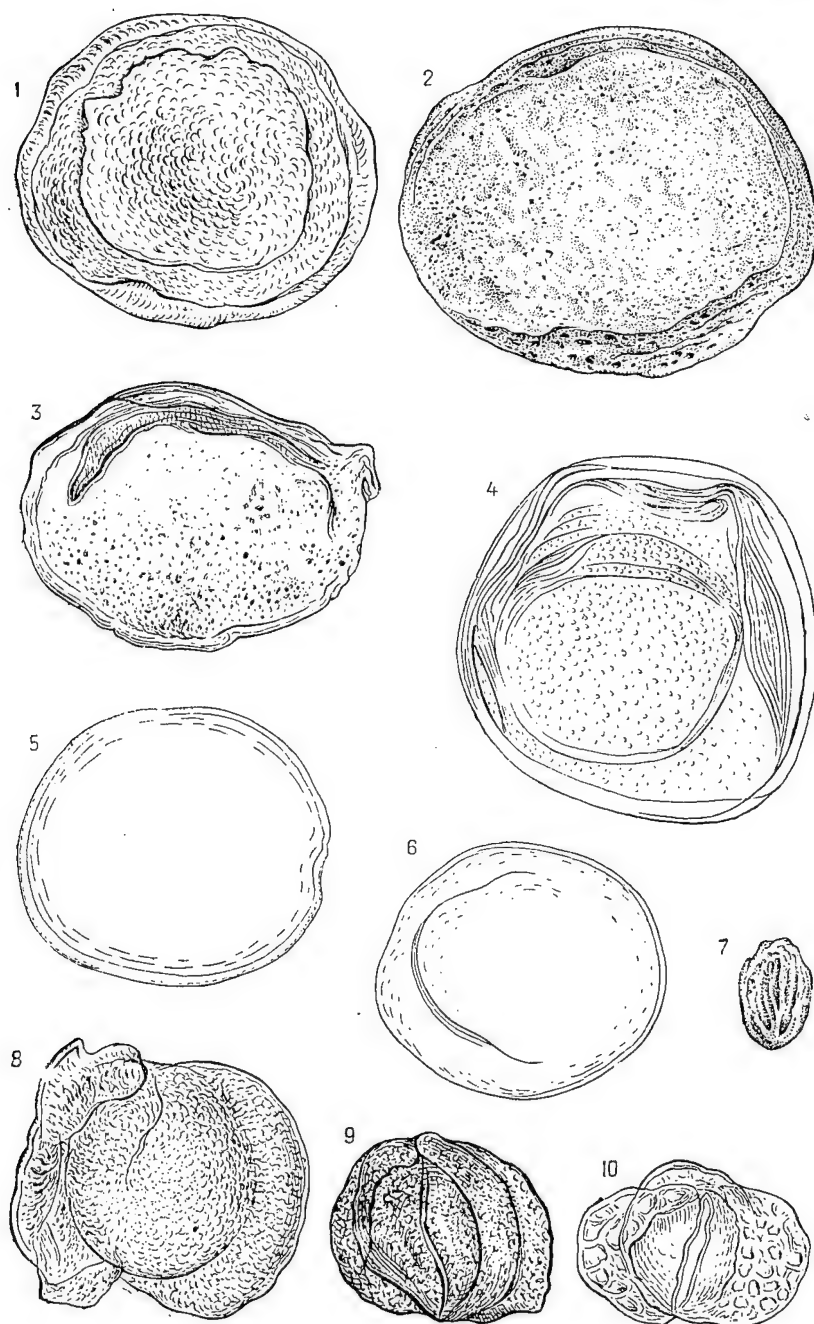


ТАБЛИЦА V

Нижний мел. Баррем (зеленовато-серая подсвита дзунбаинской свиты), X 440

- Фиг. 1. *Equisetacites rotundus* f. *typicus* M a l. Стр. 22.
Паратип. Дзунбаинский район.
- Фиг. 2. *Cladophlebites rubinelliformis* sp. n. Стр. 24.
Голотип. Дзунбаинский район.
- Фиг. 3. *Polypodiumidites multituberculatus* sp. n. Стр. 30.
Голотип. Дзунбаинский район.
- Фиг. 4. *Lygodium crispum* var. *articulatiformis* sp. et var. n. Стр. 37.
Голотип. Дзунбаинский район.
- Фиг. 5. *Lygodium magnigranulatum* sp. n. Стр. 35.
Голотип. Сайн-Шандинский район.
- Фиг. 6. *Lygodium pachytellum* sp. n. Стр. 40.
Голотип. Дзунбаинский район.
- Фиг. 7. *Lygodium cardiolineiformis* sp. n. Стр. 41.
Голотип. Сайн-Шандинский район.
- Фиг. 8. *Aneimia triquetriiformis* sp. n. Стр. 46.
Голотип. Дзунбаинский район.
- Фиг. 9. *Gleichenia glabriniiformis* sp. n. Стр. 48.
Голотип. Сайн-Шандинский район.
- Фиг. 10—12. *Gleichenia media* sp. n. Стр. 49.
Голотип. Сайн-Шандинский район.
- Фиг. 13. *Cybotium reticuliangulatum* sp. n. Стр. 53.
Голотип. Дзунбаинский район.
- Фиг. 14. *Cyatheidites trifurcus* M a l. Стр. 57.
Паратип. Дзунбаинский район.
- Фиг. 15. *Polypodiocites platyangulatus* M a l. Стр. 58.
Голотип. Западная Сибирь.
- Фиг. 16. *Polypodiocites trianguloides* M a l. var. *minor* var. n. Стр. 59.
Голотип. Дзунбаинский район.
- Фиг. 17. *Polypodiocites punctatus* f. *typicus* M a l. Стр. 60.
Паратип. Дзунбаинский район.
- Фиг. 18. *Asplenium* sp. Стр. 61.
Дзунбаинский район.

Таблица V

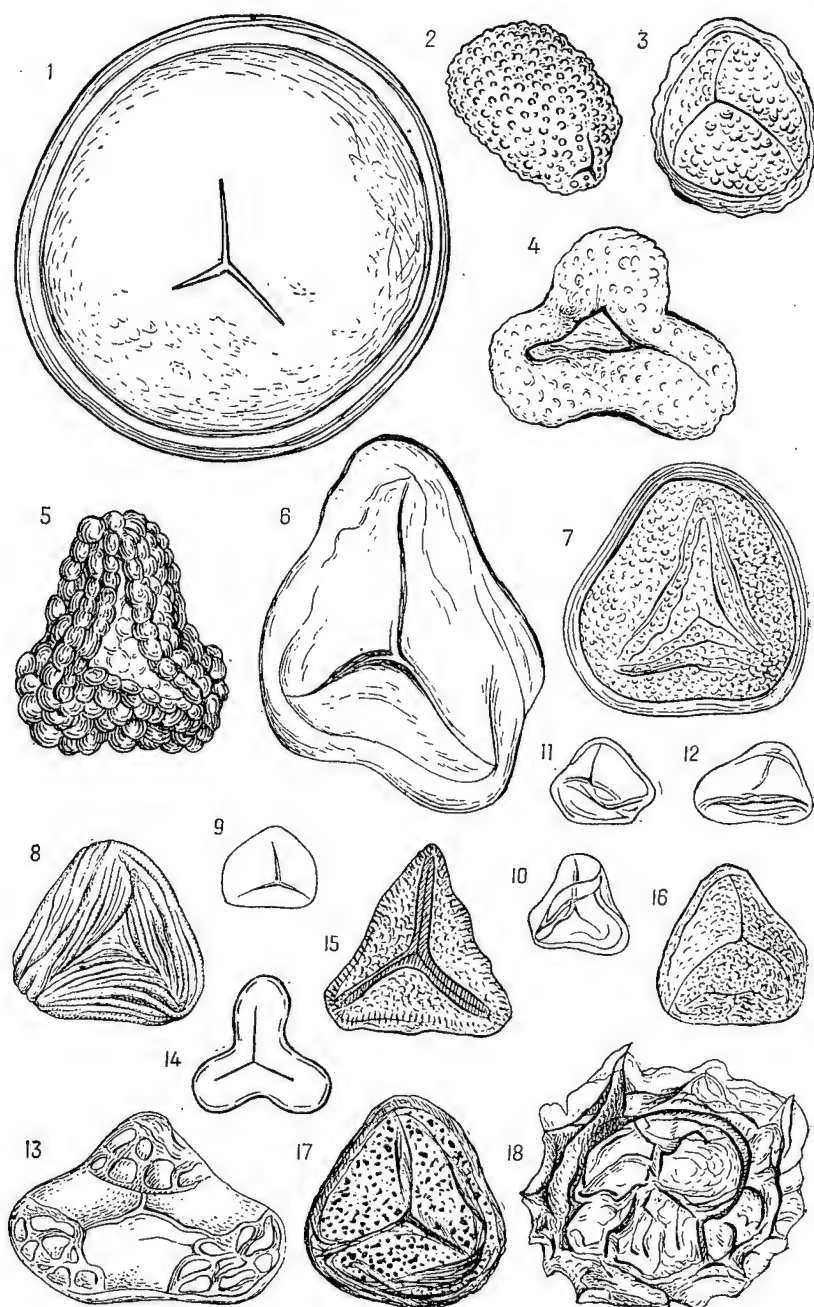


ТАБЛИЦА VI

Нижний мел. Баррем (зеленовато-серая подсвита дзунбаинской свиты). X 440

- Фиг. 1. *Politusella tumidulirimosa* sp. n. Стр. 64.
Голотип. Дзунбаинский район.
- Фиг. 2. *Bulbella sphaeriniiformis* M a l. Стр. 63.
Голотип. Западная Сибирь.
- Фиг. 3. *Pterina globulifera* sp. n. Стр. 66.
Голотип. Дзунбаинский район.
- Фиг. 4. *Pterina globuliferiformis* sp. n. Стр. 66.
Голотип. Дзунбаинский район.
- Фиг. 5. *Ventosella mongolica* sp. n. Стр. 69.
Голотип. Дзунбаинский район.
- Фиг. 6. *Gyrinella gyrinoides* M a l. Стр. 71.
Голотип. Эмбенский район (Казахстан).
- Фиг. 7. *Stachycarpus exiliptera* sp. n. Стр. 87.
Голотип. Сайн-Шандинский район.
- Фиг. 8—9. *Stachycarpus falciiformis* M a l. var. *mongolica* var. n. Стр. 88.
Голотип. Сайн-Шандинский район.
- Фиг. 10. *Stachycarpus biptera* sp. n. Стр. 89.
Голотип. Сайн-Шандинский район.
- Фиг. 11. *Stachycarpus* (?) *pseudouniptera* sp. n. Стр. 89.
Голотип. Сайн-Шандинский район.
- Фиг. 12—13. *Palaeorodocarpus tricosca* M a l. var. *mongolica* var. n. Стр. 91.
12 — голотип; 13 — паратип. Сайн-Шандинский район.
- Фиг. 14. *Dacrydium pachytellum* M a l. Стр. 95.
Голотип. Западная Сибирь.

Таблица VI

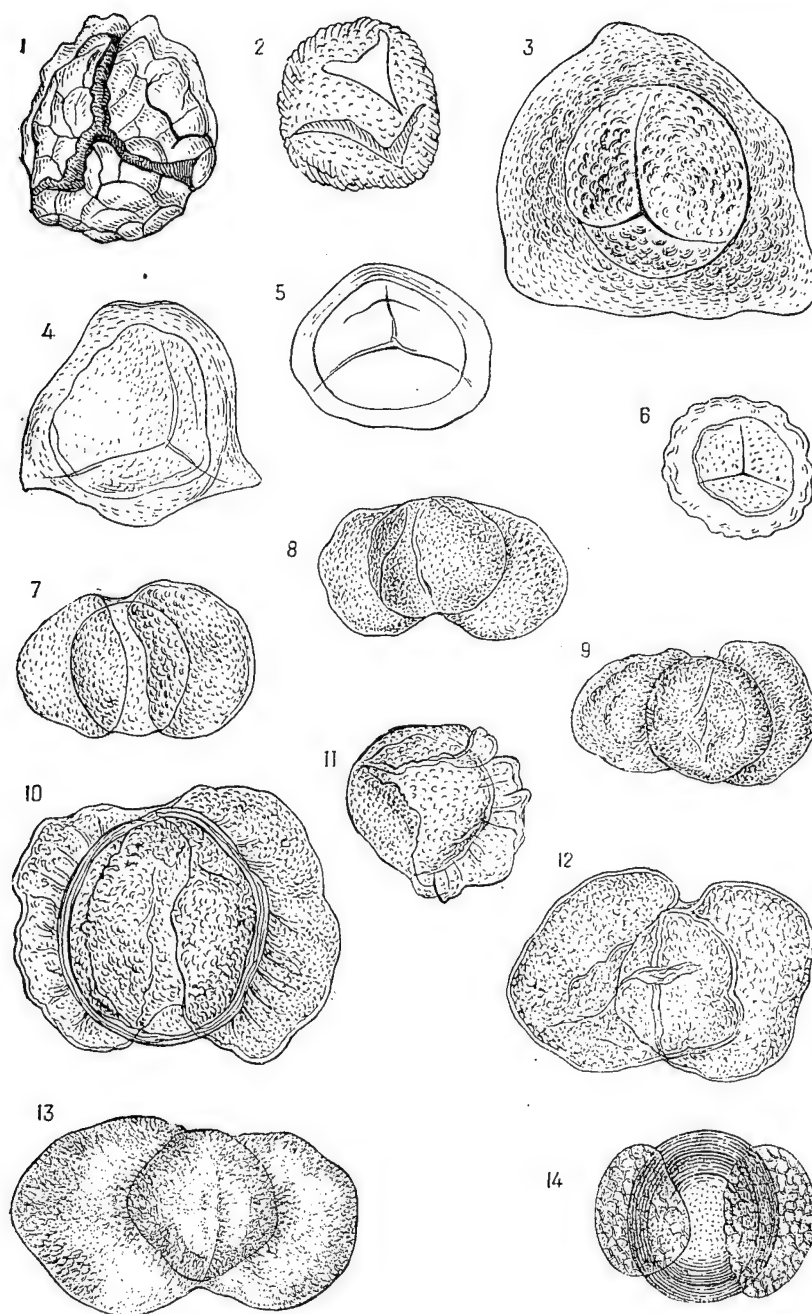


ТАБЛИЦА VII

Нижний мел. Баррем (зеленовато-серая подсвита дзунбаинской свиты), ×440

- Фиг. 1. *Abietipites rotundiformis* M a l. var. *arugosa* var. n. Стр. 101.
Голотип. Сайн-Шандинский район.
- Фиг. 2. *Tsuga (Eutsuga) obliquiformis* sp. n. Стр. 105.
Голотип. Дзунбаинский район.
- Фиг. 3—5. *Ephedra prolongata* sp. n. Стр. 113.
Голотип. Сайн-Шандинский район.
- Фиг. 6. *Ephedra ovaliformis* sp. n. Стр. 114.
Голотип. Сайн-Шандинский район.
- Фиг. 7. *Ephedracites* sp. 1. Стр. 115.
Сайн-Шандинский район.
- Фиг. 8—9. *Ephedracites pseudoretectiniformis* sp. n. Стр. 115.
Голотип. Сайн-Шандинский район.
- Фиг. 10. *Aliferina ranucelliformis* M a l. var. *mongolica* var. n. Стр. 122.
Голотип. Дзунбаинский район.
- Фиг. 11. *Oblatinella jacutiensis* sp. n. Стр. 124.
Голотип. Сайн-Шандинский район.
- Фиг. 12. *Patellina subminor* sp. n. Стр. 126.
Голотип. Сайн-Шандинский район.
- Фиг. 13—14. Пыльцевые зерна *Araucaria brasiliana* R i c h.
Сочи. Дендрарий (соврем.).
- Фиг. 15. *Patellina ultraminor* sp. n. Стр. 127.
Голотип. Сайн-Шандинский район.

Таблица VII

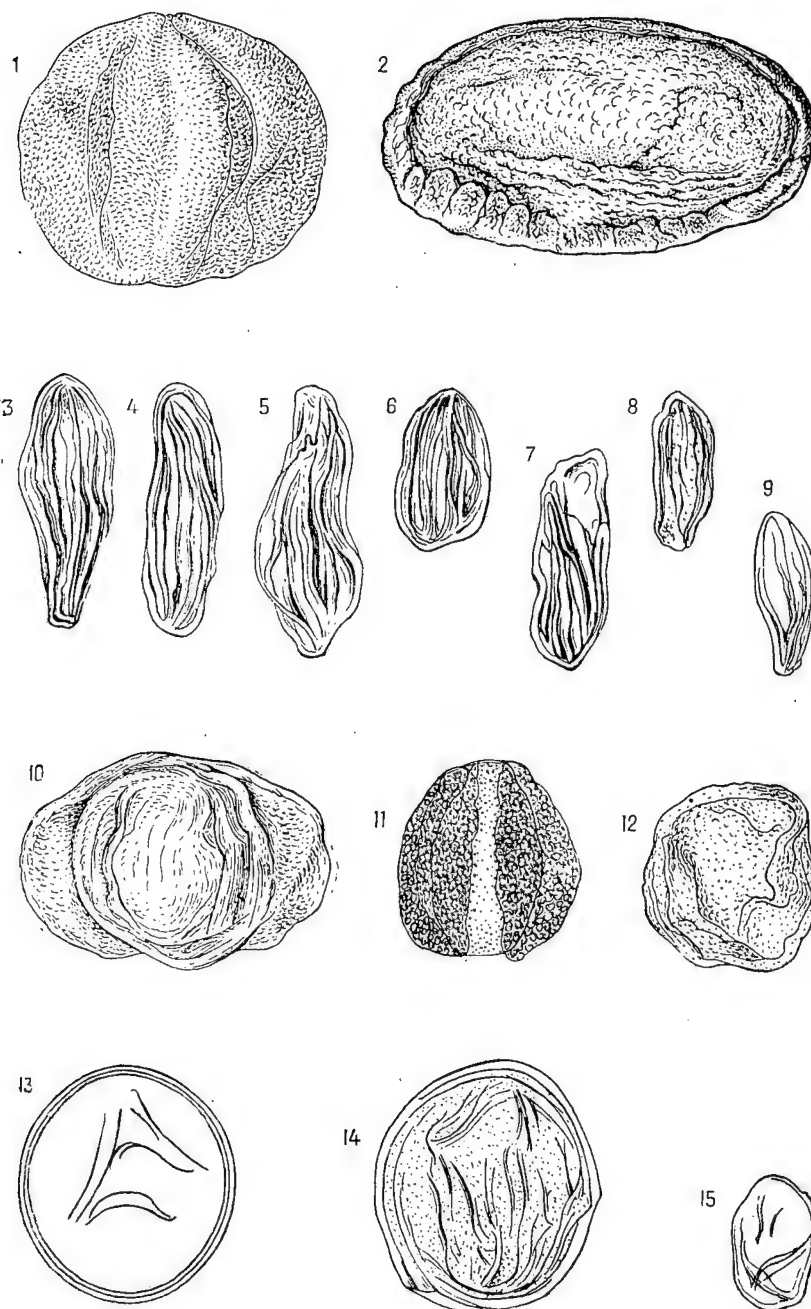


ТАБЛИЦА VIII

Нижний мел. Готерив и баррем (дзунбаинская свита), $\times 440$

- Фиг. 1—2. *Equisetacites* (?) *exilis* sp. n. Стр. 20.
Голотип. Дзунбаинский район.
- Фиг. 3. *Equisetacites punctatus* sp. n. Стр. 21.
Голотип. Дзунбаинский район.
- Фиг. 4. *Trichomanidites minusculus* M a I. Стр. 29.
Паратип. Дзунбаинский район.
- Фиг. 5. *Trichomanidites reticulatus* M a I. Стр. 29.
Голотип. Западная Сибирь.
- Фиг. 6. *Lygodium compactum* M a I. Стр. 34.
Голотип. Западная Сибирь.
- Фиг. 7—8. *Lygodium tuberculatum* f. *typicum* sp. et f. n. Стр. 34.
7 — голотип; 8 — паратип. Дзунбаинский район.
- Фиг. 9—10. *Lygodium crispum* f. *typicum* sp. et f. n. Стр. 36.
9 — голотип; 10 — паратип. Дзунбаинский район.
- Фиг. 11—13. *Lygodium crispituberculatum* sp. n. Стр. 37.
11 — голотип; 12—13 — паратипы. Сайн-Шандинский район

Таблица VIII

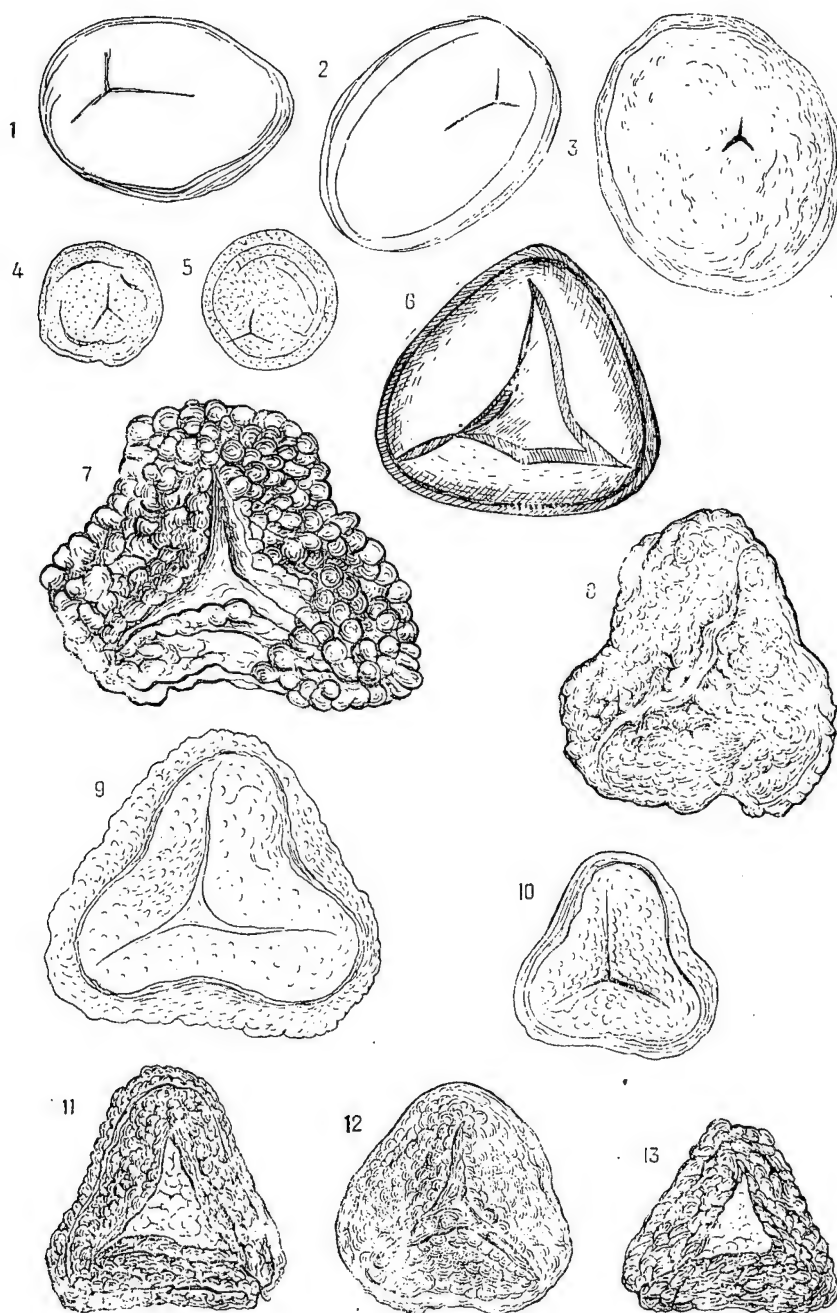


ТАБЛИЦА IX

Нижний мел. Готерив и баррем (дзунбаинская свита), × 440

- Фиг. 1. *Lygodium reticulatum* f. *typicum* М а л. Стр. 38.
Паратип. Дзунбаинский район.
- Фиг. 2—3. *Lygodium majoriformis* sp. n. Стр. 39.
2—голотип; 3—паратип. Дзунбаинский район.
- Фиг. 4—5. *Lygodium triplex* М а л. Стр. 42.
4 — голотип. Западная Сибирь.
5 — плезнотип. Дзунбаинский район.
- Фиг. 6. *Lygodium ciliatum* var. *mongolicum* var. n. Стр. 42.
Голотип. Дзунбаинский район.
- Фиг. 7—8. *Cybotiumidites mesopunctatus* sp. n. Стр. 54.
7—голотип; 8 — паратип. Дзунбаинский район.

Таблица IX

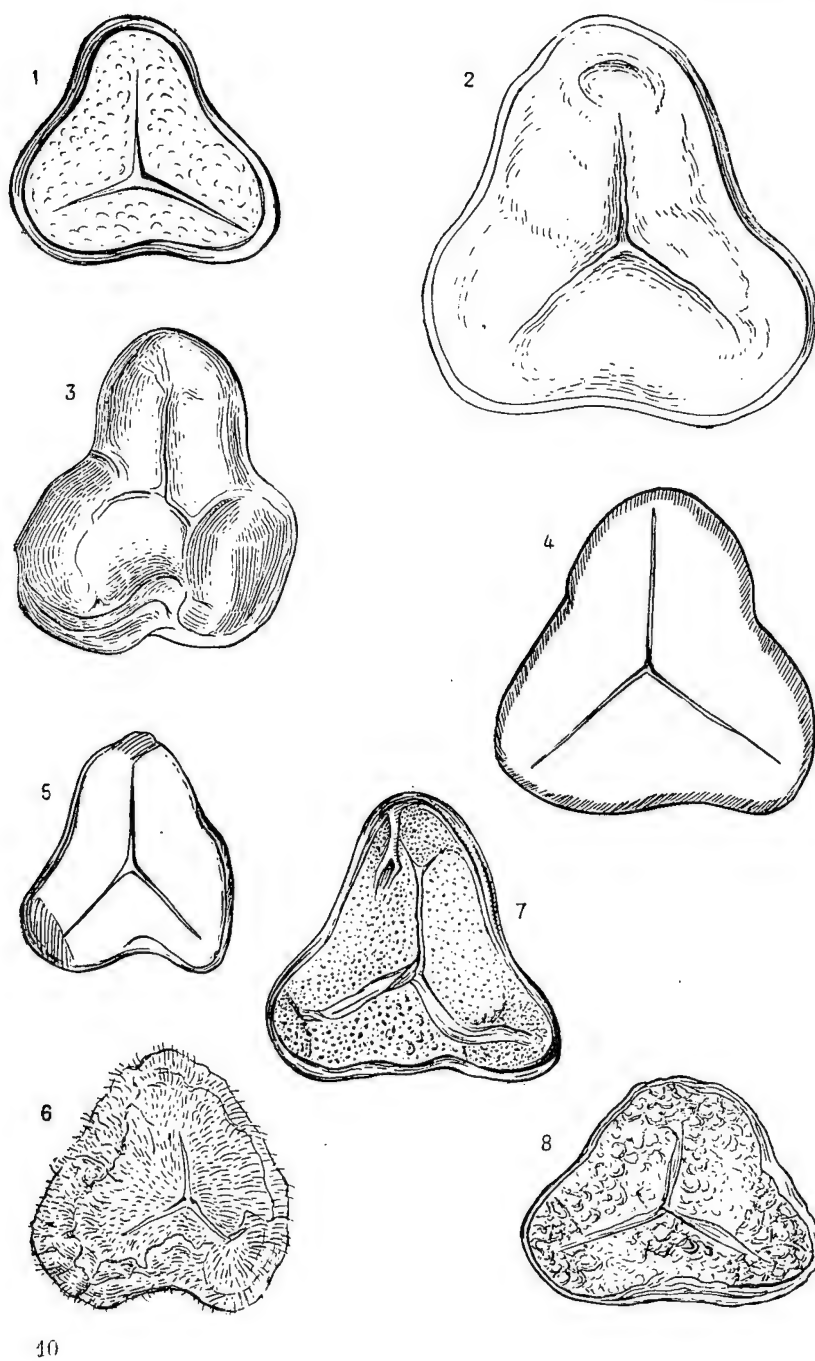
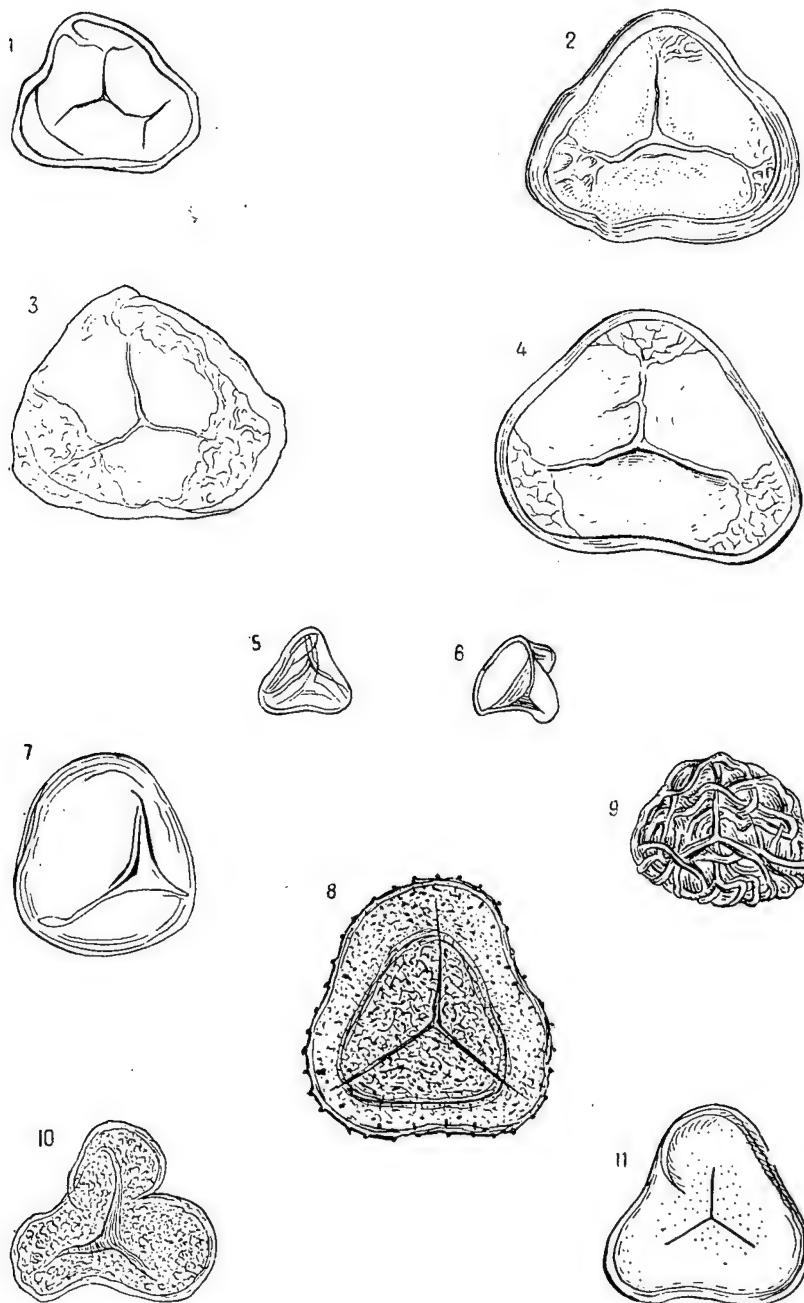


ТАБЛИЦА X

Нижний мел. Готерив и баррем (дзунбаинская свита), $\times 440$

- Фиг. 1. *Cibotium glabrum* sp. n. Стр. 51.
Голотип. Дзунбаинский район.
- Фиг. 2—4. *Cibotiumidites giganteus* sp. n. Стр. 54.
2 — голотип; 3—4 — паратиры. Дзунбаинский район.
- Фиг. 5—6. *Gleichenia subminor* sp. n. Стр. 49.
5 — голотип. Сайн-Шандинский район; 6 — паратип. Дзунбаин-
ский район.
- Фиг. 7. *Coniopteris triquetrus* var. *cretaceus* M a l. Стр. 56.
Паратип. Дзунбаинский район.
- Фиг. 8. *Polypodiocites* sp. Стр. 60.
Дзунбаинский район.
- Фиг. 9. *Pterina undulifera* sp. n. Стр. 68.
Голотип. Сайн-Шандинский район.
- Фиг. 10. *Cardioangulina trivalvis* M a l. Стр. 73.
Голотип. Дзунбаинский район.
- Фиг. 11. *Cardioangulina triceps* M a l. f. *punctata* f. n. Стр. 74.
Паратип. Дзунбаинский район.

Таблица X



*

ТАБЛИЦА XI

Нижний мел. Готерив и баррем (дзунбаинская свита), $\times 440$

- Фиг. 1. *Cycadeoidea prolongata* sp. n. Стр. 78.
Голотип. Дзунбаинский район.
- Фиг. 2—5. Пыльцевое зерно *Cycadeoidea dacotensis* (по Вудхаузу).
- Фиг. 6—7. Пыльцевое зерно *Cycadeoidea etrusca* (по Вудхаузу).
- Фиг. 8. *Ginkgoacites subplicata* sp. n. Стр. 84.
Голотип. Дзунбаинский район.
- Фиг. 9. *Ginkgoidites glabra* var. *cretacea* M a l. Стр. 81.
Голотип. Западная Сибирь.
- Фиг. 10—11. *Ginkgoidites ultraminor* sp. n. Стр. 81.
Голотип. Дзунбаинский район.
- Фиг. 12. *Ginkgoidites acuminata* sp. n. Стр. 82.
Голотип. Дзунбаинский район.
- Фиг. 13. *Ginkgoidites minor* sp. n. Стр. 82.
Голотип. Сайн-Шандинский район.
- Фиг. 14. *Ginkgoidites pseudostromatifera* sp. n. Стр. 83.
Голотип. Дзунбаинский район.
- Фиг. 15. *Ginkgoidites involuta* sp. n. Стр. 83.
Голотип. Дзунбаинский район.
- Фиг. 16. *Neopodocarpus tricoccaeformis* var. *cretacea* M a l. Стр. 90.
Голотип. Западная Сибирь.
- Фиг. 17—18. *Abieticedripites compacta* M a l. var. *mongolica* var. n. Стр. 103.
17 — голотип; 18 — паратип. Дзунбаинский район.

Таблица XI

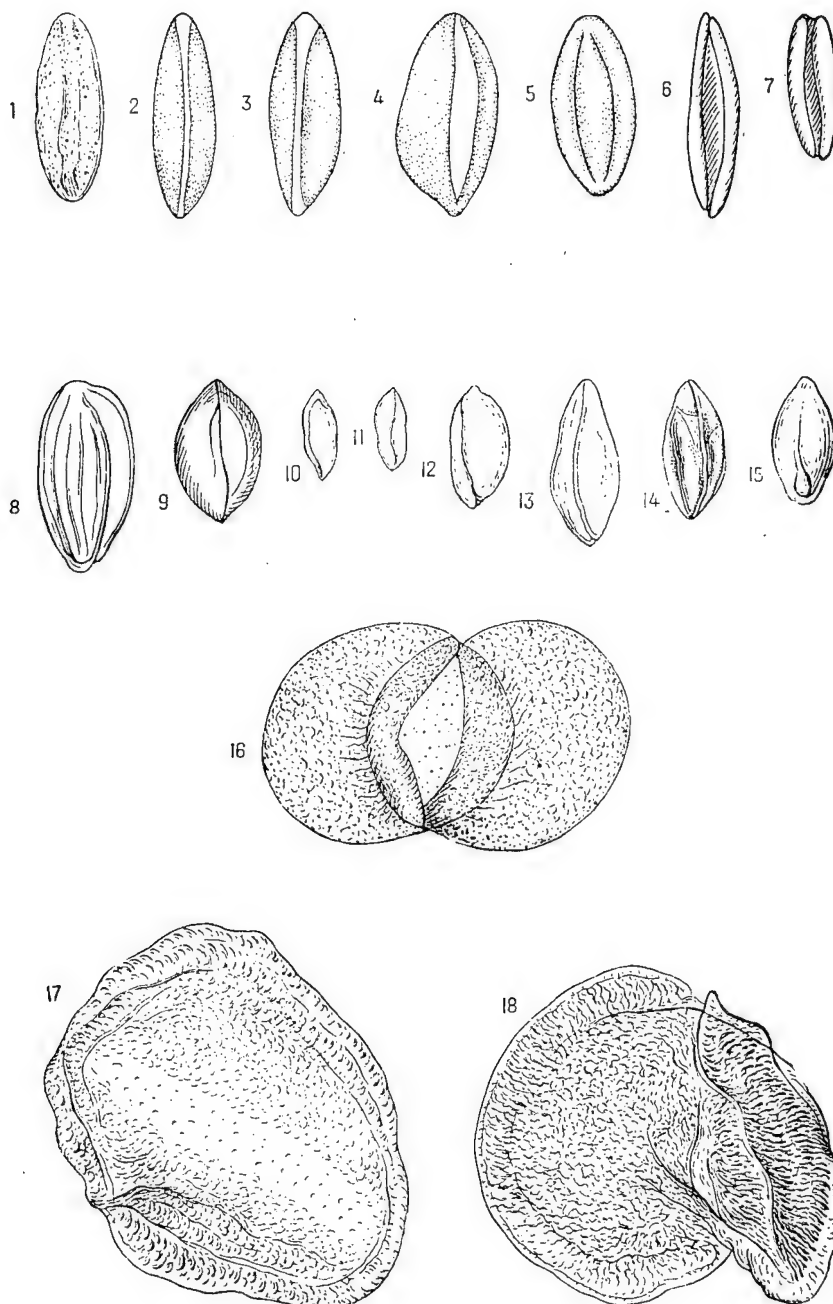


ТАБЛИЦА XII

Нижний мел. Готерив и баррем (дзунбаинская свита), $\times 440$

Фиг. 1—5. *Abietipites imperfecta* sp. n. Стр. 100.

1—голотип. Дзунбаинский район;

2 — 5— паратипы. Сайн-Шандинский район.

Фиг. 6. *Oblatinella rotundiformis* f. *typica* M a l. Стр. 123.

Голотип. Западная Сибирь.

Таблица XII

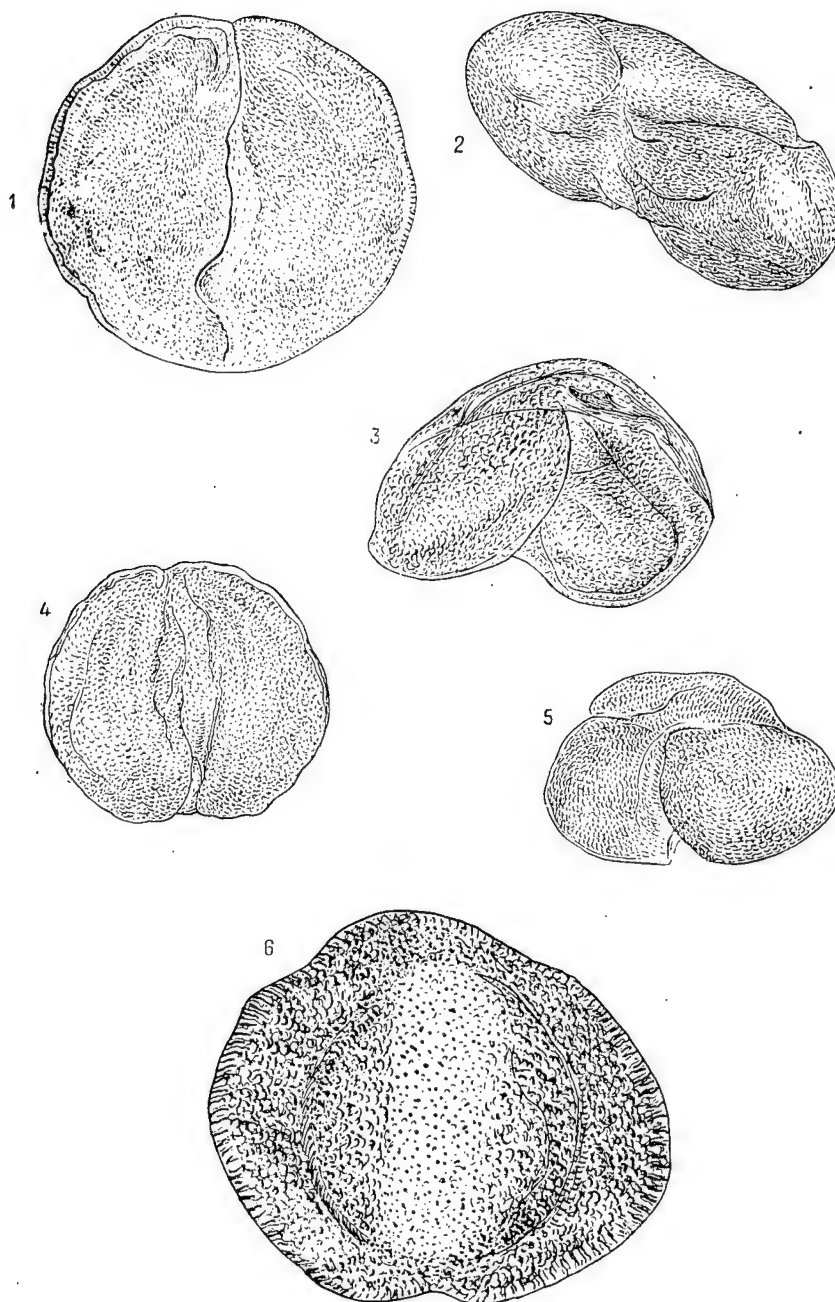


ТАБЛИЦА XIII

Нижний мел. Готерив и баррем (дзунбаинская свита), X 440

Фиг. 1—2. *Pseudotsuga pseudolimbata* M a l. f. *typica* f. n. Стр. 107.

1 — паратип; 2 — голотип. Западная Сибирь.

Фиг. 3. Пыльцевое зерно *Pseudotsuga taxifolia* B r i t t o n (соврем.).
Сочи, Дендрарий.

Фиг. 4. *Pseudotsuga pseudolimbata* M a l. var. *punctata* var. n. Стр. 107.
Голотип. Сайн-Шандинский район.

Таблица XIII

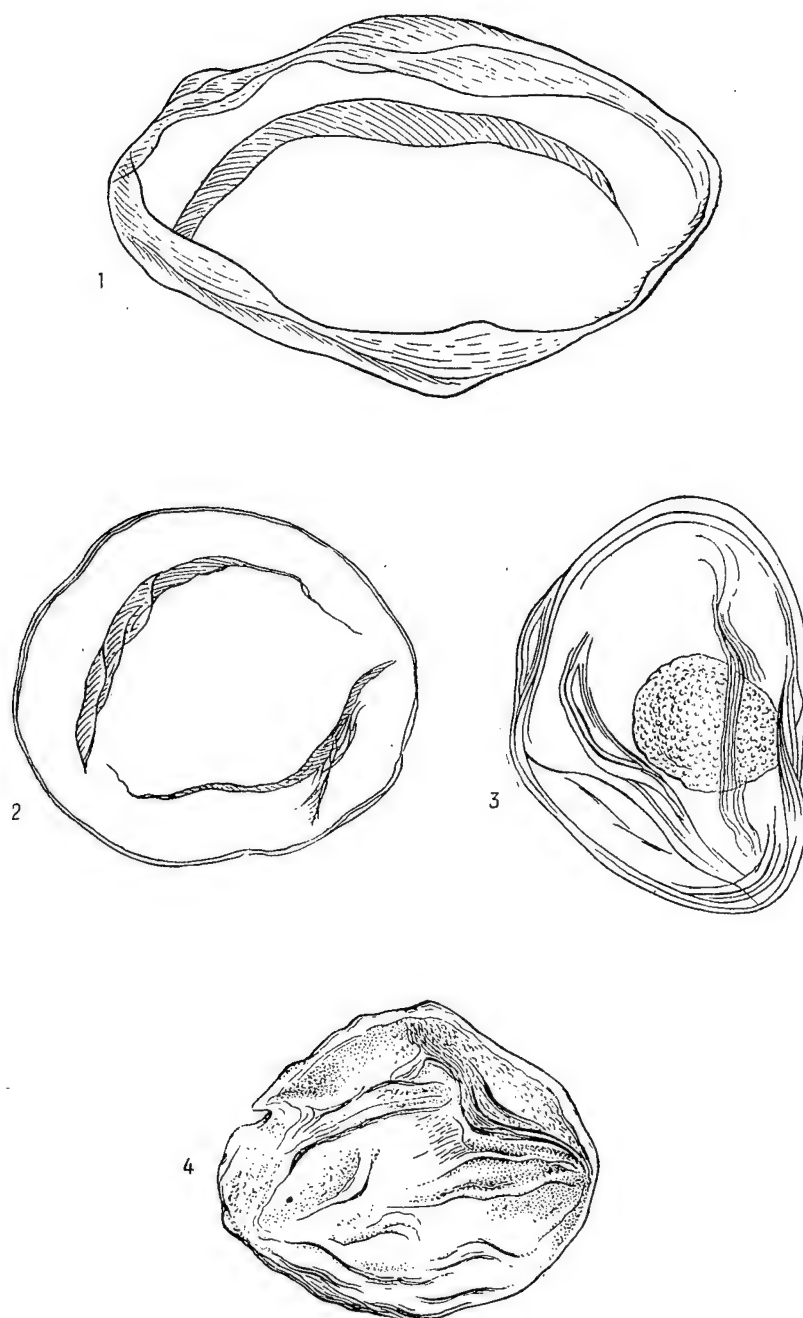
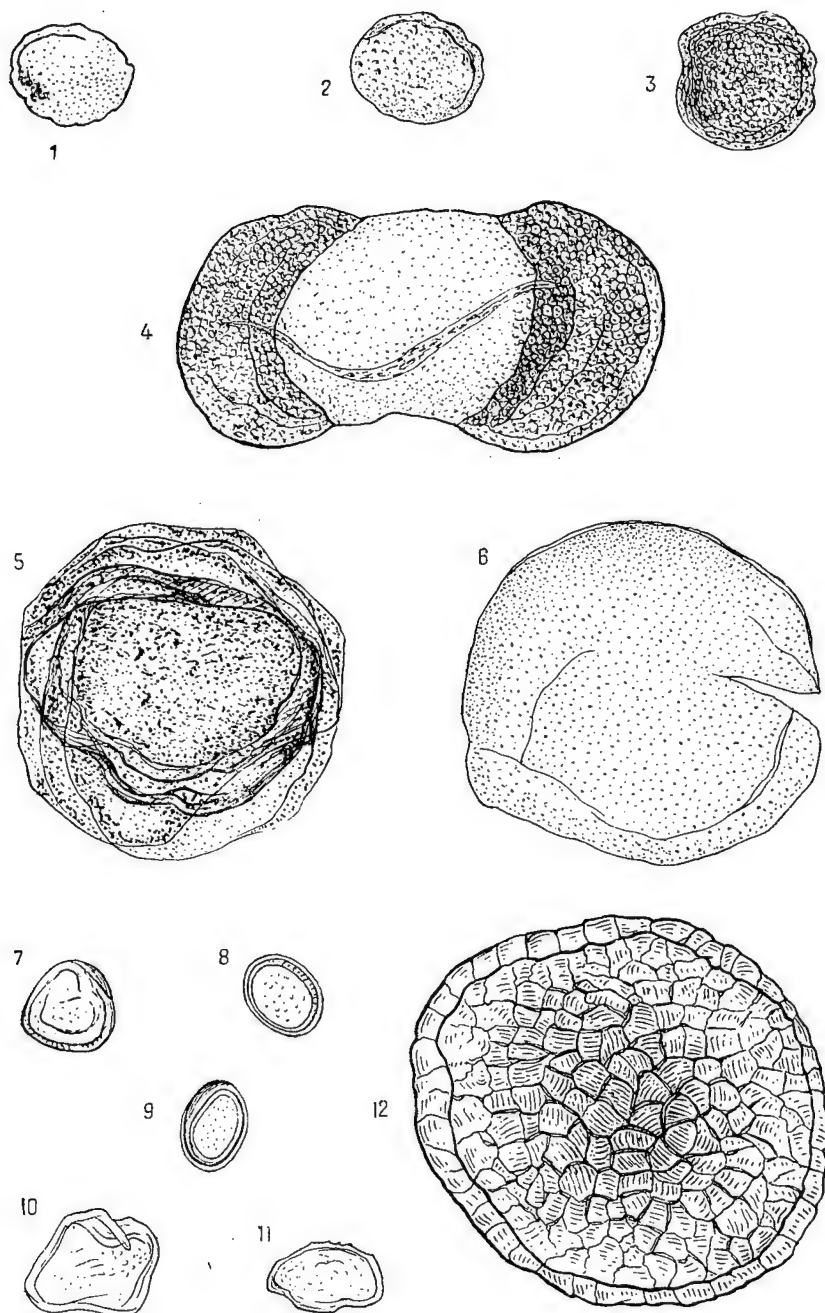


ТАБЛИЦА XIV

Нижний мел. Готерив и баррем (дзунбаинская свита), X 440

- Фиг. 1. *Juniperus minor* M a l. var. *dzunbainensis* var. n. Стр. 111.
Голотип. Дзунбаинский район.
- Фиг. 2. *Juniperidites mongolica* sp. n. Стр. 111.
Голотип. Дзунбаинский район.
- Фиг. 3. *Juniperidites flexuosa* M a l. Стр. 112.
Голотип. Западная Сибирь.
- Фиг. 4. *Quadraeculina laticorpina* f. *typica* M a l. Стр. 125.
Голотип. Западная Сибирь.
- Фиг. 5—6. *Bullulina aggerelloides* M a l. Стр. 127.
Голотип. Западная Сибирь.
- Фиг. 7. *Aggerella corollariiformis* sp. n. Стр. 128.
Голотип. Сайн-Шандинский район.
- Фиг. 8—9. *Corollina contractiformis* sp. n. Стр. 128.
Голотип. Сайн-Шандинский район.
- Фиг. 10—11. Пыльца покрытосеменных (?).
Сайн-Шандинский район.
- Фиг. 12. Водорослеподобное тело. Дзунбаинский район.

Таблица XIV



АЛФАВИТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ ОПИСАННЫХ РОДОВ, ПОДРОДОВ, ВИДОВ И РАЗНОВИДНОСТЕЙ *

- | | |
|---|--|
| <i>Abieticedripites</i> * 102 | <i>Cibotium retimesotuberculatum</i> * 52 |
| <i>Abieticedripites compactus</i> var. mon- | <i>Cibotium variabiliformis</i> * 51 |
| golicus * 103 | <i>Cibotiumidites giganteus</i> * 54 |
| <i>Abietipites</i> 99 | <i>Cibotiumidites mesopunctatus</i> * 54 |
| <i>Abietipites imperfecta</i> * 100 | <i>Cibotiumidites rotundatus</i> * 53 |
| <i>Abietipites rotundiformis</i> var. aru- | <i>Cladophlebis (Todites)</i> 23 |
| gosa 101 | <i>Cladophlebis breviciliatus</i> * 24 |
| <i>Aggerella</i> 128 | <i>Cladophlebites rubinelliformis</i> * 24 |
| <i>Aggerella corollariiformis</i> * 128 | <i>Coniopteris</i> 55 |
| <i>Aliferina</i> 122 | <i>Coniopteris triquetrus</i> var. <i>cretaceus</i> 56 |
| <i>Aliferina falcatifolmis</i> * 122 | <i>Corollina</i> 128 |
| <i>Aliferina panucelliformis</i> var. mon- | <i>Corollina compactiformis</i> * 128 |
| golica * 122 | <i>Cyathea</i> 57 |
| <i>Aneimia</i> 44 | <i>Cyatheidites trifurcus</i> 57 |
| <i>Aneimia cardioliiformis</i> * 45 | <i>Cycadeoidea</i> 77 |
| <i>Aneimia triquetriiformis</i> * 46 | <i>Cycadeoidea prolongata</i> * 78 |
| <i>Aneimia</i> ? sp. 46 | |
| <i>Asplenium</i> 61 | <i>Dacrydium</i> 94 |
| <i>Asplenium</i> sp. 61 | <i>Dacrydium pachytellum</i> 95 |
| | <i>Dacryduimites</i> sp. 95 |
| <i>Bialina</i> 116 | |
| <i>Bialina latisacciiformis</i> * 118 | <i>Ephedra</i> 112 |
| <i>Bialina lobata</i> f. <i>typica</i> 120 | <i>Ephedra ovaliformis</i> * 114 |
| <i>Bialina longisaccata</i> * 119 | <i>Ephedra prolongata</i> * 113 |
| <i>Bialina sacculifera</i> f. <i>typica</i> 119 | <i>Ephedracites pseudoretectiniiformis</i> * |
| <i>Bulbella</i> 62 | 115 |
| <i>Bulbella sphaeriniiformis</i> 63 | <i>Ephedracites</i> sp. 1 115 |
| <i>Bullulina</i> 127 | <i>Ephedracites</i> sp. 2 116 |
| <i>Bullulina aggerelloides</i> 127 | <i>Equisetacites</i> 19 |
| | <i>Equisetacites punctatus</i> * 21 |
| <i>Cardioangulina</i> 73 | <i>Equisetacites rotundus</i> f. <i>typicus</i> * 22 |
| <i>Cardioangulina triceps</i> Mal. f. pun- | <i>Equisetacites triquetriiformis</i> * 21 |
| ctata * 74 | <i>Equisetacites</i> (?) <i>exilis</i> * 20 |
| <i>Cardioanguina trivalvis</i> 73 | |
| <i>Cardiolina</i> 74 | <i>Ginkgo</i> 80 |
| <i>Cardiolina compacta</i> * 75 | <i>Ginkgoacites subplicata</i> 84 |
| <i>Cedrus</i> 98 | <i>Ginkgoidites acuminata</i> * 82 |
| <i>Cedridites minuta</i> * 99 | <i>Ginkgoidites glabra</i> var. <i>cretacea</i> 81 |
| <i>Cibotium</i> 50 | <i>Ginkgoidites involuta</i> * 83 |
| <i>Cibotium glabrum</i> * 51 | <i>Ginkgoidites minor</i> * 82 |
| <i>Cibotium reticuliangulatum</i> * 53 | <i>Ginkgoidites pseudostromatifera</i> * 83 |

* Звездочкой отмечены новые роды, подроды, виды и разновидности.

- Ginkgoidites ultraminor* * 81
Gleichenia 47
Gleichenia glabriniiformis * 48
Gleichenia media * 49
Gleichenia minutissima * 48
Gleichenia subminor * 49
Gyrinella 70
Gyrinella gyrinoides 71
Gyrinella orbiculata β -textatiformis * 71
Gyrinella orbiculata var. rotundiformis * 72
Gyrinella simplicissima f. typica * 72
Hymenophyllum 25
Hymenophyllum cretaceum * 26
Hymenophyllum glabrescens * 27
Hymenophyllum pseudoreticulatum * 26
Juniperidites flexuosa 112
Juniperidites mongolica * 111
Juniperus 110
Juniperus minor var. dzunbainensis * 111
Larix 108
Larixidites orbipatelliformis * 109
Lygodium 32
Lygodium cardioliiformis * 41
Lygodium ciliatum var. mongolicum * 42
Lygodium compactum 34
Lygodium crispum f. typicum * 36
Lygodium crispum var. articulatum * 37
Lygodium crispituberculatum * 37
Lygodium flexuosiformis * 39
Lygodium majoriformis * 39
Lygodium magniciliatum * 43
Lygodium magnigranulatum * 35
Lygodium pachytellum * 40
Lygodium punctatituberculatum * 41
Lygodium reticulatum f. typicum 38
Lygodium triplex 42
Lygodium tuberculatum f. typicum * 34
Lygodiumidites trifurcus 44
Neopodocarpus * 90
Neopodocarpus papilioformis var. mongolica * 91
Neopodocarpus tricoccaeformis var. cretacea 90
Oblatinella 123
Oblatinella jacutiensis * 124
Oblatinella rotundiformis f. typica 123
Orbicularia 124
Orbicularia gamiformis var. 124
Palaeopodocarpus * 91
Palaeopodocarpus gobiensis * 92
Palaeopodocarpus tricocca var. mongolica * 91
Patellina 126
Patellina subminor * 126
Patellina ultraminor * 127
Picea 96
Piceidites biangulina var. mongolica * 97
Podocarpus 85
Politusella 63
Politusella tumidulirimosa * 64
Polypodiocites platyangulatus 58
Polypodiocites punctatus f. typicus * 60
Polypodiocites rarituberculatus * 31
Polypodiocites trianguloides var. minor * 59
Polypodiocites sp. 60
Polypodiocites ? *polypodioides* * 32
Polypodium 30
Polypodiumidites multituberculatus * 30
Pseudocaytoniidites 93
Pseudocaytoniidites sp. 93
Pseudotsuga 106
Pseudotsuga pseudolimbata f. typica * 107
Pseudotsuga punctata var. pseudolimbata * 108
Pterina 65
Pterina globulifera * 66
Pterina globuliferiformis * 66
Pterina ondulifera * 68
Pterina ornatissima * 67
Pterina paradoxa * 67
Quadraeculina 125
Quadraeculina laticorpina f. typica * 125
Spirellina 121
Spirellina plicata var. mongolica * 121
Stachycarpus * 87
Stachycarpus biptera * 89
Stachycarpus exiliptera * 87
Stachycarpus falciiformis var. mongolica * 88
Stachycarpus pseudouniptera * 89
Trichomanes 27
Trichomanidites minusculus 29
Trichomanidites pseudocrispus * 28
Trichomanidites reticulatus 29
Triquetrella 75
Triquetrella anguliformis var. 76
Tsuga 104
Tsuga (*Eutsuga*) *obliquiformis* * 105
Tsuga (*Eutsuga*) *relativiformis* * 105
Ventosella 69
Ventosella mongolica * 69
Ventosella sp. 70
Wielandia 79
Wielandia (?) *magna* * 79

О Г Л А В Л Е Н И Е

| | Стр. |
|--|------|
| Общая характеристика | 3 |
| Введение | — |
| Стратиграфия меловых отложений Восточно-Гобийской депрес- сии по данным спорово-пыльцевого анализа | 6 |
| Спорово-пыльцевые комплексы осадков дзунбаинской песчано- глинистой свиты | 8 |
| Спорово-пыльцевые комплексы готерива и баррема и наиболее характерные виды широкого распространения | 12 |
| Заключение | 16 |
| Описание спор и пыльцы | 18 |
| Отдел I. Споры | — |
| Отдел II. Пыльца | 77 |
| Литература | 130 |
| Таблицы и объяснения к ним | 132 |
| Алфавитный указатель | 161 |

Валентина Семеновна Малазюкина
Споры и пыльца нижнего мела Восточно-
Гобийской депрессии
Редактор *И. Е. Занина*
Ведущий редактор *Л. Я. Русакова*
Технический редактор *А. В. Яцуражинская*
Корректоры *Л. Я. Кузнецова*
и *Н. Е. Гульман*

Сдано в набор 11/III 1958 г.
Подписано к печати 22/V 1958 г.
Формат бумаги 60×92¹/₁₆. Печ. л. 10¹/₄.
Усл. л. 10,25. Уч.-изд. л. 9,5. Тираж 1000 экз.
Индекс 11—5—4. М-30846.

Гостоптехиздат (Ленинградское отделение).
Ленинград. Невский проспект, д. 28.
Издательский № 10174. Заказ № 213.
Типография «Красный Печатник». Ленинград
Московский проспект, 91.
Цена 8 руб. 65 коп.

ЗАМЕЧЕННЫЕ ОПЕЧАТКИ

| Стр. | Строка | Напечатано | Должно быть |
|------|-------------|---------------------|----------------------|
| 11 | 8 сн. | М а l., var. | М а l. var. |
| 42 | 15 св. | 8—11. | 8—11, 13. |
| 46 | 17 сн. | споры, — 30. | вида, — 30. |
| 72 | 3 сн. | п о д в и д а | в а р и е т е т а |
| 94 | 26 сн. | 1949 | 1943 |
| 95 | 15 и 16 сн. | 1. Cookson | 1. Cookson |
| 118 | 13 св. | <i>lonianatypus</i> | <i>loniana tyfus</i> |
| 121 | 6 св. | <i>Kempferi</i> | <i>Kaempferi</i> |
| 132 | 12 св. | Голотип фиг. 6 | Голотип фиг. 5 |

ТРЕЩИНОВАТЫЕ ПОРОДЫ
И ИХ КОЛЛЕКТОРСКИЕ
СВОЙСТВА

STAT

Page Denied

ТРУДЫ
ВСЕСОЮЗНОГО НЕФТЯНОГО НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬНОГО
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНОГО ИНСТИТУТА (ВНИГРИ)

ВЫПУСК 121

ТРЕЩИНОВАТЫЕ ПОРОДЫ И ИХ КОЛЛЕКТОРСКИЕ СВОЙСТВА (МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ)

*Сборник статей
под общей редакцией Е. М. Смехова*



ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
НЕФТЯНОЙ И ГОРНО-ТОПЛИВНОЙ ЛИТЕРАТУРЫ
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

Ленинград · 1958

11-5-4

Настоящий сборник содержит статьи, освещающие результаты исследований трещиноватых горных пород в связи с их коллекторскими свойствами по районам Башкирского Приуралья (пермь), Южно-Минусинской впадины (девон) и Приаянья (нижний кембрий).

Основное направление исследований — методическое.

В сборнике изложены некоторые новые приемы статистико-графической обработки данных по макротрещиноватости, новый метод определения проницаемости микротрещин в шлифах под микроскопом, а также результаты исследований законов движения флюидов и газа в узкой щели (микротрещине).

Сборник рассчитан на широкий круг геологов и инженеров-нефтяников, а также работников смежных специальностей.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Как известно, в общем балансе мировой добычи нефти и газа роль трещинных коллекторов неизменно возрастает, особенно в связи с поисками залежей в карбонатных толщах. У нас в СССР проблема трещинных коллекторов приобретает большое значение в районах Урало-Волжской нефтеносной области, на месторождениях в Восточных Карпатах, в районах Сибири, на Кавказе и в ряде других областей.

Можно предполагать, что роль и значение трещиноватости коллектора нефти и газа весьма существенны для всех плотных нефтесодержащих пород, к которым относятся не только доломиты и известняки, но сланцы и песчаники. Высокую продуктивность многих залежей в подобных газонефтеемещающих породах, обладающих минимальной пористостью и проницаемостью, можно объяснить только трещиноватостью. Особенно важен фактор трещиноватости для нефтяных залежей, приуроченных к платформенным поднятиям, в условиях которых возрастают фильтрационные свойства трещинного коллектора.

В настоящее время уже признается, что миграция и аккумуляция нефти и газа широко осуществляется по микротрещинам, и роль последних в формировании нефтяных и газовых залежей, вероятно, значительна.

Однако, несмотря на то, что проблема трещинных коллекторов приобретает столь важное значение для нефтяной промышленности, вопросы разработки методики изучения трещиноватых пород и их коллекторских свойств находятся еще в своей первоначальной стадии изучения.

Первые серьезные методические работы, связанные с изучением макротрещиноватости на Русской платформе, как известно, производились Е. Н. Пермяковым и его сотрудниками (1949, 1953). Эти исследования, недостаточно оцененные в свое время, и по сию пору могут служить настольными методическими пособиями по изучению макротрещин. Последующие исследования в этом направлении (А. Е. Михайлов, 1956; А. С. Новикова, 1951; Г. В. Чарушин, 1957 и др.) главным образом строились на методике Е. Н. Пермякова.

Литолого-петрографические исследования трещиноватых пород и трещинных коллекторов имеют сравнительно недавнюю историю. За рубе-

жом они опубликованы Waldschmidt и другими авторами в 1956 г.; у нас в СССР вопросы микротрещиноватости рассматриваются также лишь в последние годы (П. П. Авдусин и М. А. Цветкова, 1954; А. Г. Ми-лешина, 1953; Г. И. Теодорович, 1942; В. И. Троепольский, 1956 и др.).

Значительные успехи были достигнуты в области изучения физиче-ских свойств трещиноватых пород и главным образом их проницаемости. Эти работы принадлежат Ф. И. Котяхову (1956, 1957), С. Н. Назарову (1955), С. Пирсону (1953) и др.

Однако приходится заметить, что если указанные работы в области физических, литолого-петрографических и тектонических (макротрещиноватость) исследований каждая сама по себе внесла много нового и суще-ственно важного в каждой рассматриваемой области, то в части взаимной связи изучаемых вопросов по проблеме трещинных коллекторов в целом они, по существу, оказались мало исследованными. Наиболее слабым звеном в этой проблеме оказались вопросы методики.

В связи с возрастающей ролью трещинных коллекторов в нефте-добыче СССР во ВНИГРИ с 1955 г. были начаты исследования по изуче-нию трещиноватых пород и их коллекторских свойств. Эти исследования, опирающиеся на опыт предшествующих работ и являющиеся, по суще-ству, их продолжением, имеют своей целью комплексное изучение (лито-логия, петрография, тектоника, физика и др.) трещиноватых пород в связи с их коллекторскими свойствами. Ввиду новизны вопроса и слабой его изученности первые годы исследований были посвящены поискам наиболее рациональной методики, что наложило своеобразный отпечаток на со-держание статей настоящего сборника.

Это прежде всего касается методики статистико-графической обра-ботки полевых данных по макротрещинам. Здесь была предоставлена ши-рокая инициатива самостоятельного решения вопроса применительно к соответствующим геологическим условиям. Возможно, что предлагае-мые дополнения к методике Е. Н. Пермякова, проверенные на большом количестве данных, окажутся вполне рациональными и более современ-ными при обработке данных по макротрещиноватости. Целесообразность указанных методических исследований доказывается, например, разли-чиями в ориентировках (направлениях) систем трещин, что существенно сказывается и на выводах о преобладающих простираниях макротрещин и др.

Авторы, по мере возможности, в относительно популярной форме изложили существующие методы статистико-графической обработки мате-риалов и свои дополнительные методики исследований. Предполагается, что интересующиеся этими вопросами могут детально ознако-миться с ними по первоисточникам, опубликованным в трудах БМОИП и Известиях АН СССР (см. список литературы).

Необходимо учесть, что методика статистико-графической обработки данных о трещиноватости нуждается в дальнейшем совершенствовании, главным образом в части упрощения схемы обработки.

Авторы на примерах анализа диаграмм-роз трещиноватости и круговых диаграмм для различных геологических условий устанавливают определенные закономерности в ориентировке трещиноватости как по разрезу рассматриваемых отложений, так и относительно простираний структур, а также в распределении макротрещиноватости по структуре. Из них обращают на себя внимание частые случаи приуроченности интенсивной трещиноватости пород к крыльям и периклиналям поднятий, что, в совокупности с данными по микротрещиноватости, может быть полезным для практики при поисково-разведочных работах.

Литолого-петрографические исследования позволили, помимо классификации микротрещин, установить определенные закономерности в соотношении типов микротрещин, что при учете литологии (например, степень доломитизации) может являться важным фактором при определении коллекторских свойств породы.

Для определения проницаемости трещиноватых пород Е. С. Роммом и Л. П. Гмид предложен новый метод, основанный на визуальном изучении пород в шлифах под микроскопом, сущность которого заключается в применении известной формулы Буссинека проницаемости трещин. Обоснование применимости этого метода доказывается теоретическими и экспериментальными исследованиями.

В целом исследования по микротрещиноватости как петрографические, так и физические показали, что, по существу, впервые устанавливается важность значения микротрещиноватости горных пород для миграции и аккумуляции нефти.

Рядом авторов (В. Н. Калачева, Т. В. Дорофеева) отдельных статей настоящего сборника приведены соответствующие выводы по своим исследованиям, весьма важные для практики нефтяной промышленности. Отмечая их недостаточную или неполную обоснованность, с ними все же следует считаться.

Несмотря на незавершенность исследований вопроса о трещинных коллекторах нефти и газа и дискуссионность ряда положений, изложенных авторами, поднятые и освещенные в сборнике статей вопросы изучения трещиноватости и их коллекторских свойств столь важны, что они несомненно привлекут интерес широкого круга геологов-нефтяников.

*Трещиноватые породы и их коллекторские свойства**Е. М. Сметов, Л. П. Гмиэ, М. Г. Ромашова и Е. С. Ромм***ВОПРОСЫ МЕТОДИКИ ИЗУЧЕНИЯ ТРЕЩИНОВАТЫХ ПОРОД
В СВЯЗИ С ИХ КОЛЛЕКТОРСКИМИ СВОЙСТВАМИ****I. ВВЕДЕНИЕ**

Исследования трещиноватости горных пород в связи с их коллекторскими свойствами начаты во ВНИГРИ в 1955 г. По работам 1955—1956 гг. произведен анализ современного состояния вопроса о трещинных коллекторах, основанный на зарубежных (преимущественно американских) опубликованных данных и некоторых отечественных материалах. В 1956—1957 гг. произведены непосредственные исследования трещиноватости горных пород в связи с их коллекторскими свойствами, предпринятые по районам Минусинской впадины (девон), Присаянья (нижний карбон), Башкирского Приуралья (пермь) и в южных отрогах Гиссарского хребта (юра) в Средней Азии. Исследования эти, начатые в различных районах Советского Союза, в различных геологических условиях и в относительно большом стратиграфическом диапазоне, имели основной своей целью разработку методики как полевых работ, так и камеральных исследований.

Излагаемые в настоящей книге методы исследований покоятся на изучении сравнительно небольшого фактического материала и должны рассматриваться как методы, которые будут при дальнейших работах совершенствоваться. Изложенные здесь данные, несмотря на их незавершенность, могут оказаться полезным пособием не только для исследователей, занимающихся изучением этого вопроса в стенах ВНИГРИ, но и за его пределами. Эти данные касаются в основном обоснования комплекса методов, применяемых для статистико-графической обработки данных макротрещиноватости, полученных по полевым наблюдениям, опыта петрографических исследований микротрещиноватости и вопросов методики определения проницаемости трещиноватых пород. Этими данными, разумеется, не исчерпывается группа других вопросов, к числу которых также относится методика накладки (наложения) данных по макро- и микротрещиноватости, полученных в результате их предварительной статистико-графической обработки и соответствующей их геологической интерпретации. Однако некоторые примеры геологических связей с данными о трещиноватости в настоящей книге приведены.

При методических исследованиях использованы работы Е. Н. Пермякова (1949), Е. Н. Пермякова и Ю. А. Каравашкиной (1953), А. С. Новиковой (1947), А. М. Овчинникова (1938), А. В. Пронина (1949), В. В. Сухоручкина (1945), Waldschmidt W. A. и др. (1956) и некоторых других авторов.

Фактическими данными наших исследований служили материалы, собранные при изучении керн и обнажений по указанным выше районам М. Г. Ромашовой и Е. М. Смеховым (Нововоскресенская структура в Присаянье и хребет Кугитанг в южных отрогах Гиссарского хребта), В. Н. Калачевой (Присаянье), В. К. Грозовым (Башкирское Приуралье) и Т. В. Дорофеевой (Южно-Минусинская впадина).

Литолого-петрографическое изучение производилось Л. П. Гмид, а также Т. В. Дорофеевой и М. Г. Ромашовой при общей консультации Л. П. Гмид. Все исследования физическими методами производились Е. С. Роммом.

Некоторые данные указанных методических исследований трещиноватых пород вошли в статью «Трещиноватые породы и их коллекторские свойства» (опыт методических исследований), публикуемую в Геологическом сборнике № 3 ВНИГРИ, Гостоптехиздат, 1958.

В вопросах методики статистико-графической обработки данных о трещиноватости нам была оказана консультация С. Н. Симаковым. Ряд советов, касающихся методики изучения трещиноватости, был дан М. Ф. Двали.

Л. П. Гмид, В. Н. Калачевой, М. Г. Ромашовой, Е. С. Роммом и В. К. Грозовым, по данным их исследований, написаны отчеты, хранящиеся в фондах ВНИГРИ, которыми следует пользоваться при детальном рассмотрении методики изучения трещиноватости.

В наших исследованиях деятельное участие принимали И. В. Звоницкая, З. И. Мазуркевич, Н. Н. Дерябина и В. И. Торгашов.

II. ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Удельный вес нефтяных месторождений с трещинными коллекторами как в СССР, так и в общей мировой добыче нефти и газа пока еще не велик. Но число таких залежей газа и нефти, приуроченных к подобному типу коллекторов, по мере роста объема разведочных и эксплуатационных работ с каждым годом множится. Как установлено в настоящее время практикой, областями распространения коллекторов трещинного типа могут являться районы с различными геологическими характеристиками. Это могут быть и платформы с их внутриплатформенными бассейнами, и периферийные зоны складчатых сооружений, а также межгорные впадины и краевые прогибы. Соответственно и стратиграфический диапазон распространения трещинных коллекторов весьма широк и простирается от докембрия до четвертичного периода. Установлено также, что подобные коллектора могут быть связаны с различными литологическими разностями пород (известняки, доломиты, сланцы и даже плотные твердые песчаники и др.).

Однако в целом эта проблема, несмотря на то, что трещиноватость горных пород с давних пор изучается в связи с нуждами угледобычи, гидротехники и тектоническими исследованиями, далека еще от своего решения. У нас в СССР специальные исследования по изучению трещиноватых пород в связи с их возможными коллекторскими свойствами совсем не ставились, а за рубежом эти работы широкого развития еще не получили.

Основными задачами по производству исследований трещиноватых пород в связи с их коллекторскими свойствами, а также по производству полевых наблюдений и первичной обработки фактического материала являются:

1) изучение характера трещиноватости пород по стратиграфическому разрезу и по площади;

2) изучение характера трещиноватости горных пород (по обнажениям и по керну) в различных геологических (тектонических) условиях (на своде, крыльях и периклиналях структур) со сравнительными анализами этих данных для отдельных структур, групп структур и в последующем для тектонических зон;

3) выделение по разрезу и по площади зон (горизонтов) трещиноватых пород с относительно благоприятными физическими свойствами, могущих служить коллекторами нефти и газа.

При изучении трещиноватости горных пород по стратиграфическому разрезу учитывается ее характеристика (системы трещин и их простираения, морфология, минеральное вещество, заполняющее трещины, и другие данные) отдельно для разных литологических типов, и приводятся сравнительные данные по ним как при полевых наблюдениях, так и по результатам камеральной обработки материалов. Уделяется внимание так называемой «волосной» трещиноватости и ее связи с микро-трещиноватостью и макротрещиноватостью, учитывая, что при петрографическом изучении эти связи могут быть не установлены. Необходимость внимательного изучения «волосной» микротрещиноватости подчеркивается тем, что, как показала практика исследований, микротрещины, вероятно, могут оказаться достаточно высокопроницаемыми.

Изучение трещиноватости по стратиграфическому разрезу и по площади производится с учетом литологических данных, так как трещиноватость может иметь различное (тектоническое, диагенетическое) происхождение, и характеристики ее в различных литолого-фациальных условиях могут также оказаться различными.

Изучение трещиноватости в различных геолого-тектонических условиях является одним из существенных этапов познания ее регионального (пространственного) распространения и при поисках трещинных коллекторов имеет важное значение. При этих исследованиях фактический материал складывается преимущественно из массовых измерений трещиноватости, наложенных на геологическую основу. Статистическая обработка этих данных ведется на двух этапах — в полевом периоде (первичная обработка) и в камеральной обстановке (окончательная обработка данных и их сравнительный анализ).

Работа по этому разделу в основном сводится к установлению закономерностей в распределении трещиноватости (с разными ее характеристиками) по структуре (зональность), а затем в целом по тектонической зоне (группе структур). Учитывая, что зоны повышенной трещиноватости могут оказаться и за пределами сводов структур, на подобные «аномальные» участки должно быть обращено внимание.

Первичная обработка (статистическая и графическая) фактических данных обязательно выполняется в полевых условиях, что важно для правильного ориентирования хода исследований и выяснения на месте (в натуре) геологических связей. В камеральных условиях производится отработка полученных в поле результатов (по данным первичной обработки) и их сравнительная характеристика как по отдельным структурам, так и по группе структур. Установленные закономерности, допустим, в размещении зон повышенной трещиноватости по структуре (или в пределах тектонической зоны) или тектонических связей с системами отно-

сительно более крупных разрывов, должны иллюстрироваться картами и другой графикой.

Оценка разреза (района) с точки зрения возможного выделения в нем зон (горизонтов) трещиноватых пород, обладающих благоприятной пористостью и проницаемостью, производится по данным изучения физических свойств (проницаемость и пористость) и электрометрических характеристик, а также с учетом данных, полученных в результате анализа стратиграфического разреза и тектонических условий. В случае наличия в районе исследования промышленных залежей нефти (газа) привлекаются также данные по дебиту или восстановлению давления в скважине, что говорит о фильтрационных свойствах трещинного коллектора.

При оценке разреза трещиноватых пород по выделению в нем трещинных коллекторов необходимо учитывать физические свойства (проницаемость, пористость) пород так называемых покрышек, так как в практике известны случаи, когда таковыми служат также трещиноватые породы, но являющиеся непроницаемыми для нефти и газа. Таким образом, при изучении разреза диапазон всего комплекса исследований должен быть расширен за счет охвата не только вероятных зон трещинных коллекторов, но и их покрышек.

Трещинный тип коллектора в разрезе терригенных пород, а также и карбонатных, может чередоваться с коллекторами нормального или иного типа (песчаники, кавернозные доломиты), особенно при наличии перерывов. Те и другие могут занимать различное стратиграфическое положение или иногда по простиранию (или по площади) сменять друг друга. Это должно учитываться и, в связи с указанным, нельзя ограничиваться исследованиями только одного трещинного коллектора.

Необходимо заметить, что предметом наших исследований являлась мелкая трещиноватость (в том числе и микротрещиноватость), повсеместно и широко развитая во всех типах горных пород, что не следует отождествлять с трещинами (разрывами), по которым обычно происходят смещения слоев относительно друг друга. Под термином «трещиноватость» следует понимать свойственную всем горным породам частую (а иногда обильную) их расщеченность мелкими трещинами, обычно не смещающими слой относительно друг друга.

III. МЕТОДИКА ПОЛЕВЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

Изучение трещиноватости горных пород, в связи с их коллекторскими свойствами, должно быть основано на полевых наблюдениях. Качество и количество собранных замеров является одним из важнейших критериев при решении поставленных перед наблюдателем задач.

Следует отметить, что приемы изучения трещиноватости в поле разработаны до настоящего времени недостаточно полно. Заметим, что геологи, занимающиеся разрешением этой проблемы, должны, по мере возможности, вносить свои замечания в методику исследований, а также новые предложения по тому или иному разделам ее, что позволит сделать ее более полной и целенаправленной.

При изучении трещиноватости горных пород, в связи с их возможными коллекторскими свойствами, наблюдения в полевых условиях производятся в приведенной ниже последовательности.

1. Выбор станции наблюдения*. Изучение трещиноватости необходимо производить на специально выбранных участках. Их следует наметить после рекогносцировочного знакомства с районом работ.

Выбранные пункты наблюдения должны располагаться таким образом, чтобы можно было получить характеристику трещиноватости по различным структурным элементам, например, для осевых участков складок, их крыльев и погружений, для пород различного состава или для отдельных свит и толщ, либо структурных этажей в целом, а также в различных по мощности пачках.

Количество выбранных станций будет зависеть от сложности геологического строения района: чем оно сложнее, тем приходится описывать большее число станций наблюдения. Каждый из выбранных участков должен по возможности представлять собой достаточно открытую площадку (до одного метра шириной и длиной), на которой и производятся наблюдения над всеми отмеченными трещинами.

Размер площадки наблюдения устанавливается индивидуально для каждого района, в зависимости от конкретных условий (степень обнаженности, размер структуры и т. п.). Однако станция, по возможности, должна быть такой, чтобы на ней располагалось не менее 25—50 трещин, что важно для статистической обработки данных наблюдений, так как при этом условии могут быть удовлетворительно построены розы-диаграммы и круговые диаграммы.

В условиях хорошей обнаженности (например, Средняя Азия) можно пренебречь станциями наблюдения с малым количеством замеров, тогда как в относительно закрытых районах (Башкирское Приуралье, южная часть Сибирской платформы) фиксируются все обнажения, в том числе и с малым количеством замеров; по последним отбираются образцы пород для изучения микротрещиноватости.

2. При производстве наблюдений над трещинами в поле необходимо иметь геологическую карту района (желательно масштаба 1 : 50 000, 1 : 25 000 или 1 : 10 000) с целью непосредственного нанесения в поле на указанную геологическую основу всех данных (маршрутных ходов, станций наблюдений). **

3. Прежде чем приступить к измерению трещин, определяется экспозиция станции наблюдения*** с целью внесения поправки за ориентировку обнажения, что имеет существенное значение для получения необходимой

* Станцией наблюдения именуется обнажение горных пород (в коренном их залегании), на котором, помимо обычных геологических наблюдений (описания вещественного состава пород и условий их залегания), производятся также предусмотренный ниже комплекс замеров трещиноватости и описание соответствующих параметров.

** Для нанесения последних следует изготовить план-схему (путем пантографирования) в более крупном масштабе.

*** Экспозиция-ориентировка станции наблюдения относительно стран света (в градусном измерении). Например, экспозиция станции $350 \longleftrightarrow 170^\circ$ означает, что станция ориентирована на северо-запад в 350° и юго-восток в 170° . В последующем тексте ориентировка станции наблюдения местами именуется простиранием линии экспозиции; в тригонометрических формулах длина линии экспозиции имеет линейное выражение (в метрах).

точности наблюдений. Указанное важно при определении интенсивности трещиноватости и трещинной проницаемости.

4. Привязка станции наблюдения: а) географическая (координаты или привязка к ближайшему географическому пункту); б) тектоническая (на своде, крыле или периклинали структуры); в) стратиграфическая (слой, горизонт, свита, толща); г) литологическая (аргиллит, известняк, песчаник, мергель и др.).

5. На участке, где производятся измерения трещиноватости, необходимо измерить также элементы залегания пластов горных пород и произвести их литологическое описание.

6. Далее производится описание общей характеристики трещиноватости горных пород (выделение систем или групп трещин и т. д.).

7. Описание каждой группы (системы) трещин ведется по следующей схеме:

а) с целью возможно полного учета трещин всех выделенных систем стандартные площадки следует выбирать в нескольких различно ориентированных стенках обнажения (по условиям обнаженности), в том числе и в горизонтальной, так как в плоскости напластования пород и в разрезах, перпендикулярных к ней, возможно различное сочетание трещин. Поэтому в обнажении желательно, помимо разреза его, иметь еще некоторую площадку по напластованию пород, так как на ней могут фиксироваться следы пересечения плоскостей трещин с плоскостью наложения;

б) измеряются элементы ориентировки трещин (азимут простирания, азимут падения и угол падения). Измерять необходимо все три указанных элемента с тем, чтобы в процессе камеральной обработки не производить часто необходимых вычислений азимутов простираний. При вертикальном положении трещин измеряется лишь азимут простирания;

в) количество измерений трещин в пределах станции наблюдения, как установлено опытом, должно достигать по возможности 40—50. Измерения следует производить отдельно, применительно к определенным литологическим типам пород; для каждого пласта или слоя, так как распределение трещин в различных литологических типах пород не одинаково. При этом измеряется мощность, определяются элементы залегания и отбираются образцы пород для петрографического анализа. Следует учесть, что для построения круговых диаграмм как метода с повышенной избирательностью желательно иметь 50—100 измерений трещин;

г) определяется положение трещин относительно слоистости пород;

д) определяется ширина трещин; *

е) определяется расстояние между трещинами;

ж) определяется густота трещин на выделенной стандартной площадке, если же таковую по каким-либо причинам выделить нельзя, то указанный подсчет производят на 1 м² разреза породы в обнажении;

з) выясняется характеристика стенок трещин (гладкая, ровная, шероховатая, бугристая и др.);

и) определяется протяженность трещин относительно разреза изучаемых отложений;

к) описываются породы, заключенные в трещине;

* При визуальных наблюдениях ширина макротрещин обозначает раскрытость их, независимо от того, заполнены ли они каким-либо веществом или нет. При выяснении фильтрационных свойств трещин предлагается термин «раскрытость» трещины.

л) определяются зоны повышенной трещиноватости;

м) приводится характеристика волосной трещиноватости.

8. Описания трещиноватости горных пород сопровождаются соответствующими зарисовками и по возможности фотографиями.

9. Описания трещиноватости горных пород сопровождаются взятием образцов пород, охватывающих трещины с выполняющим их минеральным или другим веществом.

10. При изучении трещиноватости горных пород следует учитывать, что наиболее развитая сеть волосных трещин часто наблюдается по нисходящему ряду в мергелях, аргиллитах, известняках и песчаниках.

11. При определении типа трещин следует по возможности пытаться выяснить в полевых условиях вероятность их генезиса. *

Следует иметь в виду, что так называемые трещины выветривания и трещины отделистостей обычно развиваются и следуют по направлению макротрещин тектонического происхождения, как по более ослабленным зонам.

В этих случаях (трещины выветривания) измеряются лишь азимуты и углы ориентировки трещин, тогда как данные об их ширине не учитываются.

Основными типами трещин, с которыми связаны настоящие исследования, являются трещины преимущественно тектонического и реже диагенетического происхождения. В первом случае это могут быть трещины сжатия, у которых стенки обычно гладкие и ровные, а ширина небольшая, или трещины растяжения, с шероховатыми бугристыми стенками и с относительно большой шириной (зияющие).

Трещины диагенетического происхождения, свойственные преимущественно известнякам и доломитам, обычно в этих породах располагаются перпендикулярно к слоистости. В песчаниках эти трещины располагаются наклонно к слоистости, а в опоках и трепелах в различных направлениях. Однако достоверность этого типа трещин обычно в полевых условиях остается сомнительной.

В случае установления перехода трещин из одного слоя в другой, в сравнительно больших стратиграфических интервалах, это может служить несомненным признаком принадлежности данных трещин к тектоническому типу. Этот тип трещин поверхность напластования пород пересекает под тем или иным углом, тогда как трещины нетектонического происхождения в плане образуют многоугольную сетку, иногда с правильными очертаниями. **

12. Запись наблюдений следует непосредственно в поле сводить в таблицы, с тем чтобы облегчить дальнейшую обработку этих данных.

Ниже прилагается рекомендуемая форма таблицы для записи наблюдений (табл. 1).

13. При изучении керна из буровых скважин трещиноватость, по возможности, изучается в указанной ранее последовательности. Особо отмечаются углы падения, характеристика диагональных сколов и производятся выделение зон повышенной трещиноватости (тоже для «волосных» трещин). При этом производятся зарисовки керна с трещинами,

* Относительно более достоверные данные о генезисе трещин (микротрещин) могут быть получены при петрографических исследованиях (см. раздел V).

** Следует иметь в виду, что вопросы генезиса трещиноватости горных пород являются одной из сложнейших проблем геологии; этой проблеме должны быть посвящены специальные исследования, выходящие за пределы нашей темы.

14

Е. М. Смегов и др.

Таблица 1

ВНИГРИ

1956 г.

ВСЕСОЮЗНЫЙ НЕФТЯНОЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ВНИГРИ

Название партии

ЖУРНАЛ НАБЛЮДЕНИЙ ТРЕЩИНОВАТОСТИ
ПОРОД № _____

Фамилия, имя, отчество исследователя

Начат _____ месяц, число окончен _____ месяц, число

Со станции наблюдения № _____ по станцию № _____

В случае нахождения утерянного журнала просьба вернуть по адресу:

| № п/п | Система трещин | Азимут | | Угол паде- ния | Коли- че- ство заме- ров | Фото № и его ориен- тировка Рис. № | Обр. № | Примечание |
|----------|-------------------|-----------------------|--------------|----------------------|--------------------------------------|--|-----------|------------|
| | | про- стира- ния | паде- ния | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |

замеры раскрытости трещин, углы между пересекающимися трещинами и линией напластования, а также измеряется длина трещин.

14. Неориентированный керн для изучения ориентировки макротрещиноватости имеет малое практическое значение. Однако таковой полностью используется для определения физических свойств и в качестве сравнительного материала для сопоставления с данными, полученными при изучении трещин по обнажениям.

IV. КАМЕРАЛЬНАЯ ОБРАБОТКА ФАКТИЧЕСКИХ ДАННЫХ ПО МАКРОТРЕЩИНОВАТОСТИ

Обработка данных по макротрещиноватости и микротрещиноватости составлена из следующих последовательных этапов исследований:

- 1) «приведение» слоя (пласта) к горизонтальному положению и соответственное ориентирование макротрещин по отношению к «приведенному» слою (по методу И. В. Кирилловой, 1945);
- 2) определение в горизонтальном сечении совокупности сети трещин на стандартной площадке (методы Е. Н. Пермякова и Ю. А. Каравашиной, М. Г. Ромашовой, Т. В. Дорофеевой и С. Н. Симакова);
- 3) построение диаграмм-роз трещиноватости;
- 4) построение круговых диаграмм трещиноватости;
- 5) составление карт удельной густоты трещин;
- 6) определение коэффициента «раскрытости» трещин по структуре;
- 7) петрографическое изучение трещиноватых пород и определение (в шлифах под микроскопом) трещинной проницаемости и пористости (по методу Л. П. Гмид и Е. С. Ромма);
- 8) определение проницаемости трещиноватых пород физическими методами исследований.

В настоящее время существуют различные методы обработки данных макротрещиноватости горных пород. Все они являются статистико-графическими и в основном сводятся к двум-трем способам. С давних пор применяются диаграммы-розы трещин (простираения или падения) — способ, при котором учитывается количество трещин с одинаковыми азимутами падения (либо простираения). Впервые этот метод графического изображения трещиноватости был предложен Филлипсом, а затем развит в Германии Клоосом и в СССР А. А. Полкановым (1925, 1934). В последующем был предложен метод построения круговых диаграмм и другие методы.

В последнее время получил широкое применение метод, при котором на стереографическую проекцию (сетка Вульфа или Вальтера-Шмидта) наносится полюса плоскости трещин и определяется плотность распределения их, а также выделяются основные системы трещин путем проведения изолиний плотностей последних, а также устанавливаются максимумы по системам трещин.

Ниже кратко остановимся на рассмотрении указанных выше шести этапов камеральной обработки фактических данных, замеров макротрещиноватости, полученных при визуальных наблюдениях.*

* Методика исследований микротрещиноватости излагается в разделах V и VI.

1. «Приведение» слоя (пласта) к горизонтальному положению и соответственное ориентирование макротрещин по отношению к «приведенному» слою

По данным обработки фактического материала по районам При-
саянья (Иркутская область) и Южно-Минусинской впадины установлено,
что положение трещин в пространстве находится в определенной зависи-
мости от залегания того слоя, который они секут. На эту закономерность
ранее при изучении тектоники правобережья р. Куры обратила внимание
И. В. Кириллова (1945), предложившая свой метод анализа трещинова-
тости пород в слоистых толщах, которым мы и пользовались при приведе-
нии слоя и ориентировке трещин в координатах приведенного слоя.

Так, по нашим наблюдениям устанавливается, что для горизонтально
залегających пластов, или наклоненных под углами не более 16° , харак-
терны крутопадающие ($80-90^\circ$) трещины и, наоборот, крутопадающие
слои (более 16°) характеризуются пологопадающими трещинами.

Так как трещины приходится измерять обычно на участках с самыми
различными элементами залегания пород, сравнение их друг с другом
оказывается весьма затруднительным. Для сопоставления систем трещин
между собой и изучения их ориентировки по отношению к слою совер-
шенно необходимо приведение слоя (пласта) в горизонтальное положение
и ориентирование расположения трещин в координатах приведенного
слоя, что кстати не всегда учитывается исследователями.

Необходимость этой предварительной стадии обработки данных заме-
ров трещин обуславливается также тем, что построенные на замерах,
произведенных по полевым наблюдениям диаграммы-розы и круговые
диаграммы, сопоставляются весьма условно, так как положение трещин
в пространстве, зависящее от угла падения слоя, не учитывается. Поэтому
и необходимо приведение их к общему знаменателю, каким и является
горизонтальная плоскость. Приведение к горизонту производится при
помощи сетки Вальтера-Шмидта.

В методическом отношении указанный способ обработки данных
трещиноватости подразделяется на следующие этапы:

а) На стереографическую проекцию наносится проекция плоскости
пласта и трещин (азимут и угол падения). Полюсом плоскости является
след от пересечения нормали к ней со сферой. Полюс наносится на коор-
динатную сетку проекции по элементам залегания той или иной плоскости.
Процесс нанесения проекции плоскости на стереографическую проекцию
(с соответствующими примерами) подробно обсуждается М. Г. Ромашо-
вой в своем отчете (1957), а также во «Временной инструкции по изучению
трещиноватости горных пород» Е. М. Смехова и М. Г. Ромашовой (1956).

б) Приведение пласта в горизонтальное положение осуществляется
приведением его полюса на экватор и вращением его вокруг горизонталь-
ной оси до совпадения полюса пласта с центром проекции. На то же угло-
вое расстояние, что и для полюса пласта, перемещаются полюсы систем
трещин по соответствующим широтам.

в) «Снятие» новых, приведенных значений азимутов полюсов систем
трещин производится методом, обратным проектированию плоскости
трещин на стереографическую проекцию.

Сопоставление диаграмм-роз трещиноватости, построенных с учетом
приведения трещин к горизонтальному пласту и без оно, показывает,
что ориентировка систем трещин меняется азимутально. Так, например,

на диаграммах-розах трещиноватости, построенных без приведения к горизонтально ориентированному пласту, выделяется отчетливо, допустим, северо-восточное направление систем трещин. На диаграмме же, построенной после приведения трещин к горизонтально ориентированному пласту, фиксируется уже широтное простирание или близкое к нему систем трещин.

Сравнение диаграмм-роз трещиноватости, составленных по неприведенным и приведенным замерам трещин для одной и той же станции наблюдения, показывает, что системы трещин последней располагаются значительно упорядоченнее и более закономерно, чем на «неприведенной» диаграмме. Данные сопоставления их показывают, что на построенных диаграммах наблюдается изменение простираний систем трещин, смещение максимумов интенсивности трещиноватости и появление или, наоборот, исчезновение отдельных систем трещин.

В качестве примера возможно указать на Нововоскресенскую структуру, где на отдельных неприведенных диаграммах-розах трещиноватости едва обозначалась система трещин северо-западного (близкая к широтному) простирания, тогда как на приведенных диаграммах она получила максимальное развитие (фиг. 1).

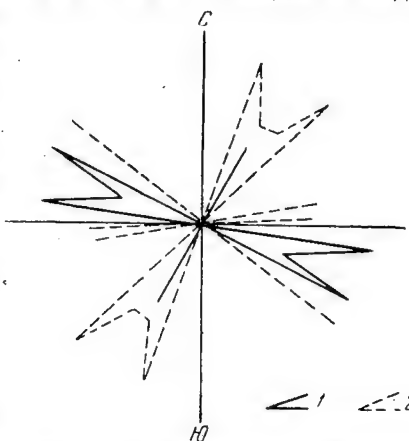
Известны и такие примеры, когда на неприведенных диаграммах совсем не выявлялись некоторые системы трещин; после приведения они получили четкое обозначение (фиг. 2).

Таким образом, применяемая методика приведения пласта в горизонтальное положение и ориентировка систем трещин в координатах приведенного пласта позволяют различить среди выделенных систем трещин закономерную ориентировку относительно положения пласта и, в целом, в пространстве.

2. Определение всей совокупности сети трещин разных направлений с помощью «графика-квадрата» трещиноватости

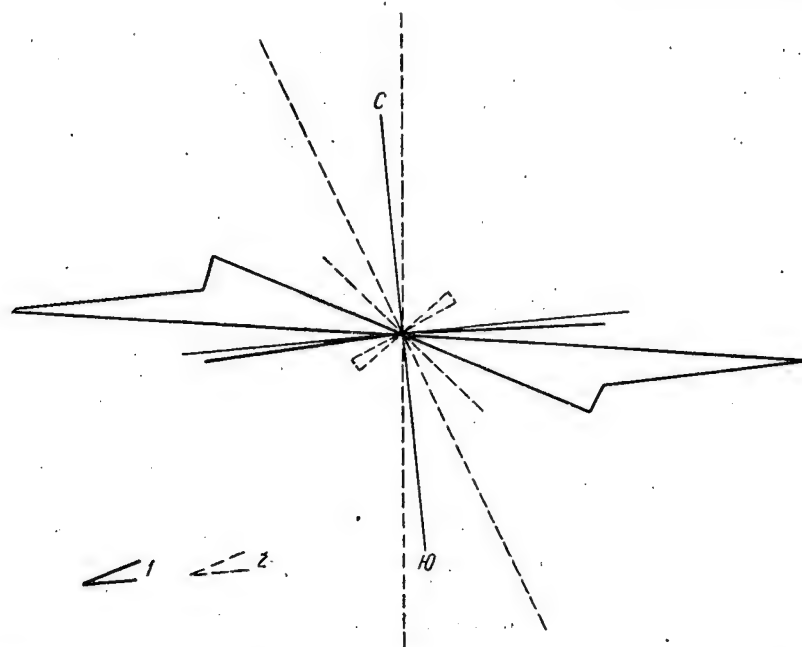
После приведения пласта и систем трещин к горизонту важно устранить влияние ориентировки обнажения относительно стран света на установление истинного количества трещин. Следует отметить, что плоскость обнажения не всегда является благоприятной для выявления всех трещин различных систем, рассекающих пласт, так как при произвольном сечении пласта, обусловленном экспозицией обнажения, часть трещин может остаться незамеченной, будучи ориентированной параллельно (или почти параллельно) стенке обнажения (станция наблюдения), обращенной к наблюдателю.

Задача заключается в том, чтобы воспроизвести в горизонтальном сечении действительную картину развитых в породе систем трещинова-



Фиг. 1. Диаграммы-розы трещиноватости, построенные по приведенным и неприведенным данным (Нововоскресенская структура Иркутского района, ст. наблюдения 1):

1 — приведенные данные; 2 — неприведенные данные.



Фиг. 2. Диаграммы-розы трещиноватости, построенные по данным до приведения и после приведения (Нововоскресенская структура, ст. наблюдения 5):

1 — по приведенным данным; 2 — по неприведенным данным.

тости, полностью недоступную для непосредственного наблюдения. При этом допускается, что растрескивание породы является равномерным для каждой системы. Как известно, горизонтальное сечение воспроизводится при помощи «графика-квадрата» трещиноватости (Е. Н. Пермяков и Ю. А. Каравашкина, 1953). График представляет собой квадратную площадку на поверхности пласта, на которую спроектированы все трещины, пересекающие пласт. Этот способ применяется также и при установлении истинного количества трещин на так называемом «поврежденном» (частично закрытом) участке обнажения, на котором производятся замеры трещиноватости.

Сущность метода квадрата заключается в следующем: при изучении трещиноватости в поверхностных обнажениях необходимо брать замеры трещин в разноориентированных стенках обнажений, дабы избежать ошибочного влияния ориентировки стенки обнажения на результаты статистической обработки замеров. К сожалению, это не всегда возможно. Так возникает ошибка, величина которой обратно пропорциональна величине угла между экспозицией и простиранием системы трещин.

Пример: экспозиция $90-270^\circ$.

В этом случае для системы трещин с простиранием $0-180^\circ$ на поверхности обнажения будут замерены все возможные трещины. Расстояние между трещинами будет замерено истинное. На графике-квадрате эти трещины покроют всю поверхность «квадрата» (при построении графика-квадрата условно принимаем, что расстояние между трещинами данной системы равнозначно).

Во всех случаях, когда система трещин не перпендикулярна стенке обнажения, истинное расстояние между трещинами (густота) без ошибки замерить невозможно.

С уменьшением угла между экспозицией и простиранием системы величина ошибки возрастает.

В целях установления истинных параметров системы трещин, не перпендикулярных стенке обнажения, и строится график-квадрат.

Но сам по себе метод квадрата — операция чисто механическая. Вследствие этого при углах между экспозицией и простиранием системы трещин меньше 15° возникает ошибка, зависящая от методики построения квадрата. С уменьшением угла до 0° ошибка эта возрастает до бесконечности.

Корень этой ошибки кроется в том, что при малых углах невозможно замерить все трещины данной системы, выходящие на поверхность стенки обнажения. Во избежание этих ошибок и предлагается производить их построение по методике, изложенной в настоящей статье.

Однако вопрос о влиянии ориентировки обнажения на установление истинного количества трещин и выявление всей их совокупности остался мало исследованным. В связи с этим возникает необходимость установления влияния ошибок на истинное количество замеров трещин.

Так, например, при анализе графиков-квадратов трещиноватости, построенных по 60 станциям для Нововоскресенской структуры (Иркутский район), выяснилось, что в ряде случаев указанный метод «достройки» квадрата приводит к непомерному увеличению числа трещин. Здесь, например, при простирании 4-х трещин в 37° увеличение числа их, после достройки по квадрату, произошло почти в 30 раз (118 трещин).

Установлено, что по станции наблюдения с простиранием линии экспозиции обнажения — 335° максимальное увеличение числа трещин происходит для систем трещин с простиранием 327° и 340° . То же самое отмечается и по другим станциям: простирание линии экспозиции обнажения 335° , максимальное увеличение трещин фиксируется для систем трещин с простираниями 338° и 348° ; по станции наблюдения с простиранием линии экспозиции 355° максимальное увеличение для трещин с простираниями 347° и 357° и т. д.

При обработке данных по Введенской и Боханской структурам в Присянье В. Н. Калачевой и В. К. Грозовым были построены квадрат-диаграммы для внесения поправки за счет влияния ориентировки обнажения. Построения производились по тому же методу Е. Н. Пермякова и Ю. А. Каравашкиной, при котором одна сторона квадрата являлась длиной обнажения в соответствующем масштабе; она же служила линией экспозиции станции наблюдения. В процессе работы было предложено ориентировать квадрат-диаграммы все на «север» (по меридиану) с тем, чтобы внутри квадрата отрезок прямой, проведенный из угла квадрата, отвечал бы длине и ориентировке обнажения, через который и проводятся все замеры простираний трещин, а затем продолжают до стенок квадрата.

В Минусинском районе Т. В. Дорофеева произвела опыт построения графиков-квадратов, ориентированных по простиранию слоев, преимущество которого заключается в том, что в каждом отдельном участке структуры такой график-квадрат указывает на соотношение систем трещин с элементами залегания пород.

При сравнительном сопоставлении данных применения графиков-квадратов указанными тремя способами, на примере данных по Введенской структуре, оказалось, что результаты по всем трем квадратам почти не отличаются друг от друга как по количеству трещин, так и по сумме длин всех трещин, заключенных в квадратах.

Однако, по данным В. Н. Калачевой, предпочтение, как будто, следовало бы отдать последним двум методам, так как в первом случае (по Е. Н. Пермякову) стороной квадрата служит случайная величина — ориентировка станции наблюдения. График-квадрат, рекомендуемый Т. В. Дорофеевой, наиболее выгодно применять при обработке данных на локальных структурах с четко выраженными углами падения по каждому участку.

В условиях плохой обнаженности и развития микроскладчатости на Бохане и Введенском (Присяянье) В. Н. Калачевой применялся график-квадрат, ориентированный на «север» (по меридиану).

При массовом построении графиков-квадратов выяснилось, что количество добавляемых трещин находится в зависимости от угла между ориентировкой линии экспозиции и простираем трещин. Чем меньше этот угол, тем больше оказывается трещин при «достройке». По сравнению со средними величинами расстояний между трещинами, зафиксированными по полевым записям на графике-квадрате, расстояние уменьшалось в 2—4 раза.

Например, при простираии трещин 11° и угле с линией экспозиции в 4° было замерено по длине станции наблюдения в 4 м всего 3 трещины, тогда как по графику-квадрату было исчислено 54 трещины, что определило расстояние между трещинами в 30 см. При анализе фактического материала оказалось, что такие искажения получаются в основном при углах между простираем линией экспозиции и простираем трещин, меньших 15° .

В таких случаях, когда применение квадрата оказывалось непригодным, произвольно уменьшали количество трещин, согласуя их число с расстояниями между ними по записям в полевых дневниках.

Из рассмотрения квадратов по многим другим станциям и в других районах (Минусинский, Чаршангинский) стало очевидным, что такое резкое несоответствие между числом замеренных и достроенных трещин происходит только для тех систем трещин, простираие которых приближается к ориентировке экспозиции обнажения.

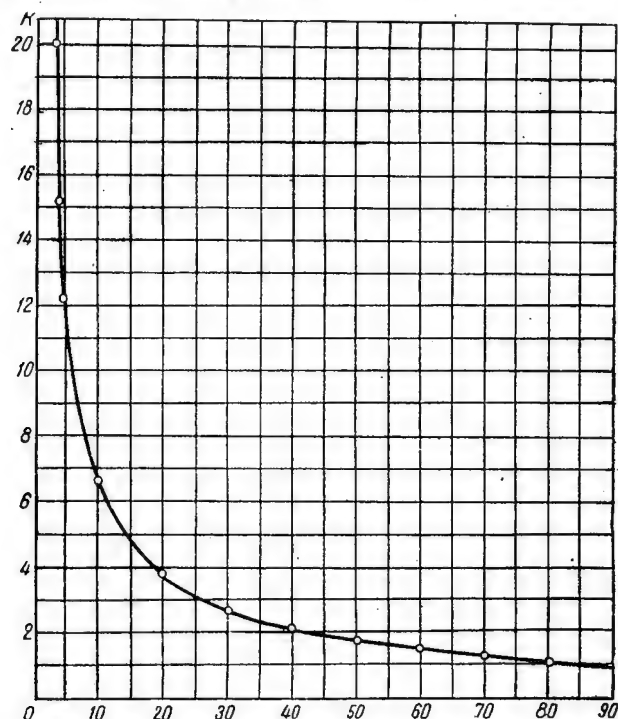
В связи с указанным несоответствием в числе трещин, отмеченных при визуальных наблюдениях, полученных по графику-квадрату, М. Г. Ромашовой было проведено исследование зависимости числа трещин от угла между линией экспозиции обнажения и простираем трещин и от угла наклона трещин.

Зависимость количества трещин от угла между экспозицией и простираем трещин

При рассмотрении зависимости числа трещин от угла между линией экспозиции и простираем трещин по ряду станций наблюдений было установлено, что при разнице углов между экспозицией и простираем трещин от 90° до 45° увеличения числа трещин при построении графика-квадрата трещиноватости, по сравнению с визуально замеренными трещинами, не происходит. При углах от 45° до 35° количество трещин уве-

личивается в 2 раза. При углах $35-30^\circ$ увеличение числа трещин происходит в 2,5 раза; при интервалах углов $30-15^\circ$ наблюдается увеличение трещин в 3 раза и; наконец, при углах от 15 до 0° отмечается наибольшее увеличение количества трещин (от 4 раз до 18), соответственно далее увеличиваясь на одну трещину при уменьшении угла на 1° .

Наглядным подтверждением указанной наблюдаемой зависимости служит тот факт, что при определении «исправленного» количества тре-



Фиг. 3. График зависимости исправленного количества трещин от угла α (составила М. Г. Ромашова).

α — угол между линиями экспозиции обнажения и простира-
ния трещины данного 10° интервала; K — угловой коэффициент,
показывающий, во сколько раз необходимо увеличить число
наблюдаемых трещин.

щин в квадрате при помощи «углового коэффициента» (K) * сравнительно легко обнаруживаются допущенные ошибки при построении квадрата (ошибочно было подсчитано число трещин).

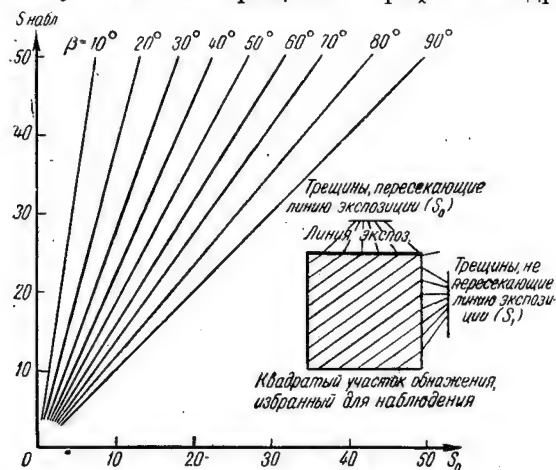
Таким образом, между исправленным количеством трещин по гра-
фику-квадрату и углом между простираемостью линии экспозиции и прости-
ранием трещин намечается явная зависимость.

Связь между указанными параметрами и их зависимость наглядно
усматривается из рассмотрения графика (фиг. 3), построенного М. Г. Ро-
машовой на основе фактических данных.

* Угловым коэффициентом мы называем то число, на которое увеличивается
количество замеров трещин в зависимости от угла между экспозицией и простираем
(т. е. $K_1 45^\circ = 1$ при углах от 45 до 35° , $K_2 45-35^\circ = 2$ и т. д.).

Как видно из указанной кривой, наибольшее возрастание числа построенных трещин происходит при углах от 3 до 15°, * по сравнению с замеренными.

Для выяснения вероятной ошибки в определении истинного количества трещин М. Г. Ромашова рассмотрела влияние угла наклона трещин на увеличение трещин в графике-квадрате трещиноватости.



Фиг. 4. Номограмма для определения количества трещин, пересекающих линию экспозиции (S_0), по количеству трещин, наблюдаемых в обнажении на избранном участке S (набл.). Угол β находится по углу падения трещин путем внесения в него табличных поправок за счет ориентировки обнажения, т. е. вследствие отклонения плоскости последнего от положения, перпендикулярного к простиранию трещины.

трещин на линии экспозиции (т. е. пересекающих эту линию) и не выходящих на линию экспозиции.

Для этой цели предлагается номограмма (фиг. 4), составленная для различных углов наклона следов плоскостей трещин.

Располагая данными по количеству замеров трещин (S_0), пересекающих линию экспозиции, и зная угол наклона следа трещины в вертикальном сечении по соответствующей кривой номограммы, определяем число трещин, не пересекающих линию экспозиции (S_1).

Вместе с тем, зная угол между линией экспозиции и простиранием трещин, длину перпендикуляра, восстановленного к этим направлениям, и расстояние между трещинами, можно, не прибегая к построению сложных графиков-квадратов, определить величину общего числа трещин, исходя из следующей тригонометрической зависимости

$$S = S_0 + S_1 + S_2,$$

$$\text{где } S_2 = \frac{l - (S_0 + S_1) \frac{L}{S_0} \sin \alpha}{\frac{L}{S_0} \sin \alpha};$$

* Считаем, что при разнице углов между экспозицией и простиранием трещин от 0 до 3° замеры производятся в плоскости экспозиции.

Зависимость количества трещин от угла наклона последних

Замеряя то или иное количество трещин в вертикальной стенке станций наблюдения, важно точно знать, какое число из этих трещин, при соответствующем угле наклона и строго ограниченной длине станции наблюдения (предельные размеры горизонтальной плоскости), не выйдет на площадь квадрата. И, далее, сколько трещин можно построить на этой площадке так, чтобы все они уложились бы в вертикальном разрезе (стенке нашей станции).

В связи с этим возникает задача определения количественного соотношения между видимым числом

- L — длина экспозиции в метрах;
 S — число трещин в проекции на стандартной горизонтальной площадке графика-квадрата;
 S_0 — число трещин, пересекающих линию экспозиции;
 S_1 — число трещин, не пересекающих линии экспозиции;
 l — длина перпендикуляра, проведенного в горизонтальной плоскости к направлениям трещин данного 10° интервала;
 α — угол между линией экспозиции и простиранием трещин данного 10° интервала;
 $r = \frac{L}{S_0} \sin \alpha$ — расстояния между трещинами данного 10° интервала в горизонтальной плоскости (квадрата).

Предлагаемый М. Г. Ромашовой способ позволяет после ряда тригонометрических преобразований выявить истинное количество трещин данной системы, а также определить длину трещин, необходимую для подсчета трещинной плотности. *

Этим методом возможно пользоваться в случаях, когда угол между линией экспозиции и простиранием трещин разнится от 5 до 15° (считая, что при разнице от 1 до 3° замеры производились в плоскости обнажения). При углах от 15 до 90° целесообразнее вносить поправку с помощью упомянутого выше углового коэффициента (фиг. 3), так как точность поправок, определенная этим методом и с помощью тригонометрических формул, примерно сходная и, наоборот, — при углах от 5 до 15° нельзя пользоваться угловым коэффициентом, так как это приводит к резкому увеличению числа трещин, не соответствующему действительности.

Т. В. Дорофеева при анализе данных по Южно-Минусинской впадине для вычисления общего количества трещин предложила ряд эмпирических формул. Она исходит из того, что на линию экспозиции, или линию простирания слоев (или линию меридиана «север»), по которой строится график-квадрат, с вертикальной площадки замеров выходит различное количество трещин, равное или в различной степени меньшее по сравнению с измеренными. Отсюда и количество трещин, подсчитанное по квадрату, будет почти всегда отличаться от действительного, получающегося при проекции трещин на горизонтальную плоскость.

Для своих эмпирических формул Т. В. Дорофеева вводит следующие обозначения:

- S_1 (набл.) — число трещин в плоскости измерения;
 S — эмпирическое число трещин, найденное по «квадрату»;
 S_0 — число трещин, выходящих на линию экспозиции (истинное);
 β — угол между линией экспозиции (или линией простирания слоев «севера») и следом трещин одинакового направления на плоскости измерений трещин;
 α — угол между линией экспозиции («севера» простирание слоя) и простиранием трещины.

* С. Н. Симakov предлагает иное, более удобное для логарифмирования, решение задачи в виде формулы $\frac{S}{S_0} = \frac{\cos(45^\circ - \alpha)}{\sin 45^\circ \sin \alpha}$, где разность $45^\circ - \alpha$ берется в абсолютном значении.

Указанная формула, как более удобная при обработке данных трещиноватости, была нами использована при полевых работах летом 1957 г. (угол падения трещины во внимание не принимался).

I. Тогда в случае, если $\beta = 90^\circ$ или $\beta \approx 90^\circ$, при азимуте простирания трещины, близком к направлению, перпендикулярному к экспозиции,

$$S_1(\text{набл.}) = S.$$

При азимуте простирания трещин, близком к биссектрисе квадрата, построенного на длинах экспозиции,

$$S_1(\text{набл.}) = 1/2 S.$$

При азимуте простирания трещины, близком к направлению экспозиции,

$$4S(\text{набл.}) = S.$$

II. Если $\beta = 80^\circ$,

$$\begin{aligned} \text{то при } \alpha = 90^\circ \quad S &= S_1(\text{набл.}) - m \\ \alpha = 45^\circ \quad S &= 2(S_1(\text{набл.}) - m) \\ \alpha = 10^\circ \quad S &= 4(S_1(\text{набл.}) - m) \end{aligned}$$

III. Если $\beta = 70^\circ$,

$$\begin{aligned} \text{то при } \alpha = 90^\circ \quad S &= S_1(\text{набл.}) - m \\ \alpha = 45^\circ \quad S &= 2(S_1(\text{набл.}) - m) \\ \alpha = 10^\circ \quad S &= 4(S_1(\text{набл.}) - m) \end{aligned}$$

IV. Если $\beta = 60^\circ$,

$$\begin{aligned} \text{то при } \alpha = 90^\circ \quad S &= S_1(\text{набл.}) - 2m \\ \alpha = 45^\circ \quad S &= 2(S_1(\text{набл.}) - 2m) \\ \alpha = 10^\circ \quad S &= 4(S_1(\text{набл.}) - 2m) \end{aligned}$$

V. Если $\beta = 50^\circ$,

$$\begin{aligned} \text{то при } \alpha = 90^\circ \quad S &= \frac{S_1(\text{набл.}) - m}{2} \\ \alpha = 45^\circ \quad S &= S_1(\text{набл.}) - m \\ \alpha = 10^\circ \quad S &= 2(S_1(\text{набл.}) - m) \end{aligned}$$

VI. Если $\beta = 45^\circ$,

$$\begin{aligned} \text{то при } \alpha = 90^\circ \quad S &= \frac{1}{2} S_1(\text{набл.}) + 1 \\ \alpha = 45^\circ \quad S &= S_1(\text{набл.}) + 2 \\ \alpha = 10^\circ \quad S &= 2S_1(\text{набл.}) + 4 \end{aligned}$$

VII. Если $\beta = 40^\circ$,

$$\begin{aligned} \text{то при } \alpha = 90^\circ \quad S &= \frac{1}{2} S_1(\text{набл.}) \\ \alpha = 45^\circ \quad S &= S_1(\text{набл.}) \\ \alpha = 10^\circ \quad S &= 2S_1(\text{набл.}) \end{aligned}$$

VIII. Если $\beta = 30^\circ$,

$$\begin{aligned} \text{то при } \alpha = 90^\circ \quad S &= \frac{S_1(\text{набл.})}{2} - m \\ \alpha = 45^\circ \quad S &= S_1(\text{набл.}) - 2m \\ \alpha = 10^\circ \quad S &= 2S_1(\text{набл.}) - 4m \end{aligned}$$

IX. Если $\beta = 20-10^\circ$,

$$\begin{aligned} \text{то при } \alpha = 90^\circ \quad S &= S_1(\text{набл.}) - 2^m \\ \alpha = 45^\circ \quad S &= 2S_1(\text{набл.}) - 2^{m+1} \\ \alpha = 10^\circ \quad S &= 4S_1(\text{набл.}) - 2^{m+2}, \end{aligned}$$

где $m = 1, 2, 3, 4$ и т. д., в зависимости от порядка десятка для $S_1(\text{набл.})$.

Так, при

| S_1 (набл.) | m |
|---------------|------------|
| 1—10 | 1 |
| 10—20 | 2 |
| 20—30 | 3 и т. д.* |

По этим формулам можно рассчитывать S при S_1 (набл.), не превышающем 30—40 трещин. При большем количестве трещин одного направления для различных случаев значение m меняется.

В Южно-Минусинской впадине наблюдаются лишь единичные станции, на которых трещины одинакового простирания превышают цифру 30, в связи с чем все эти формулы могут быть применены при указанных подсчетах. Учитывая, что в этих случаях m не превышает 3 единиц, в формулах можно пренебречь значением m . Тогда приближенно, но с допустимой точностью, получим следующие формулы.

В интервале для β от 0 до 50°:

$$\text{при } \alpha = 90^\circ \quad S = \frac{1}{2} S_1 \text{ (набл.)}$$

$$\alpha = 45^\circ \quad S = S_1 \text{ (набл.)}$$

$$\alpha = 10^\circ \quad S = 2S_1 \text{ (набл.)}$$

В интервале для β от 50 до 90°:

$$\text{при } \alpha = 90^\circ \quad S = S_1 \text{ (набл.)}$$

$$\alpha = 45^\circ \quad S = 2S_1 \text{ (набл.)}$$

$$\alpha = 10^\circ \quad S = 4S_1 \text{ (набл.)}$$

В условиях Южно-Минусинской впадины для трещин в породах верхнего девона, в общем случае, значительно преобладают углы $\beta = 30—50^\circ$. Следовательно, для подсчетов « S » принимается значение их при $\beta = 0—50^\circ$. Для трещин в породах среднего девона, в общем случае, значительно преобладают $\beta = 50—90^\circ$. Следовательно, для подсчетов « S » принимается значение их при $\beta = 50—90^\circ$.

С. Н. Симаков указывает, что из рассмотрения приведенных эмпирических формул видно, что вместо приведенных в них приближенных значений могут быть предложены несколько более точные выражения.

Так, например, если $\beta = 80^\circ$ и $m = 0,1 S_1$ (набл.), то (по формулам Т. В. Дорофеевой)

$$\text{при } \alpha = 90^\circ \quad S = 0,85 S_1 \text{ (набл.); } 0,9 S_1 \text{ (набл.)}$$

$$\alpha = 45^\circ \quad S = 1,70 S_1 \text{ (набл.); } 1,8 S_1 \text{ (набл.)}$$

$$\alpha = 10^\circ \quad S = 5,70 S_1 \text{ (набл.); } 3,6 S_1 \text{ (набл.)}$$

Если $\beta = 70^\circ$,

$$\text{то при } \alpha = 90^\circ \quad S = 0,73 S_1 \text{ (набл.); } 0,9 S_1 \text{ (набл.)}$$

$$\alpha = 45^\circ \quad S = 1,45 S_1 \text{ (набл.); } 1,8 S_1 \text{ (набл.)}$$

$$\alpha = 10^\circ \quad S = 4,80 S_1 \text{ (набл.); } 3,6 S_1 \text{ (набл.)}$$

Преимущество предлагаемой методики определения всей совокупности трещин заключается в том, что при этом исключается влияние ошибок, допускаемых при механической достройке трещин по методу графика-квадрата Е. Н. Пермякова, благодаря которой происходит рез-

* В целях упрощения расчетов вместо m возможно подставить величину $0,1 S_1$ (набл.), как это следует из указанного текста.

кое, не соответствующее действительности увеличение числа трещин. Такое гиперболическое увеличение числа трещин, как показали данные по построенным многочисленным квадратам для разных районов, происходит при углах между линией экспозиции и простиранием трещин от 5 до 15° . В этих случаях метод график-квадрат оказывается неприменимым, в остальных — он сопровождается громоздкими вычислениями.

Таким образом, метод тригонометрических вычислений может быть рекомендован к применению при углах между линией экспозиции и простиранием трещин от 5 до 15° , считая, что при углах от 1 до 5° , так же как и при углах от 45 до 90° , практически не происходит увеличения числа трещин. В остальных румбах целесообразно пользоваться эмпирическими формулами Т. В. Дорофеевой (но в исправленном виде), из коих видно, что увеличение числа трещин происходит в 3 раза при углах от 15 до 30° , в 2,5 раза при углах от 30 до 35° и в 2 раза при углах от 35 до 45° .

Следует заметить, что предлагаемые методы определения общего количества трещин,* столь необходимого для подсчета плотности трещиноватости, нуждаются в дополнительной проверке на большом количестве фактического материала и в большей обоснованности математических расчетов. Эти методы следует рассматривать как первую попытку устранения тех недоразумений, которые возникают при построении графика-квадрата Е. Н. Пермякова.

При дальнейшей камеральной обработке данных о трещиноватости горных пород после «приведения» пласта к горизонту и соответственного ориентирования трещин и определения совокупности трещин применяются два способа графического их изображения: диаграммы-розы и круговые диаграммы (лотбильды).

3. О методике построения диаграмм-роз трещиноватости

Построение диаграмм-роз производится в основном в зависимости от тектонических элементов структуры (для свода, крыльев, периклиналей) и для различных литологических типов пород.

Для построения диаграмм-роз пользуются следующими исходными данными:

- а) исправленные после приведения азимуты простирания трещин;
- б) магнитное склонение для исследуемого района;
- в) число замеров, которое должно быть не менее 40, так как в противном случае возрастает влияние случайных ошибок.

Построение диаграмм-роз трещиноватости производится по методу, предложенному Е. Н. Пермяковым (1949), и по схеме, изложенной во «Временной инструкции» Е. М. Смехова и М. Г. Ромашовой (1956).

Анализ данных диаграмм-роз трещиноватости по Введенской (мотская и введенская свиты) и Боханской (ангарская свита) структурам (Присаянье) показал, что, несмотря на их сравнительную отдаленность друг от друга и различный литологический состав пород (Введенская — терригенно-карбонатные породы; Бохан — доломиты), общим для них является преобладание двух основных систем трещин, обладающих северо-западным и северо-восточным простиранием. По этим данным, например для свода и периклиналям Введенской складки, различается си-

* В отчете намеренно приведены математические расчеты М. Г. Ромашовой и Т. В. Дорофеевой с целью показа возможных вариантов решения задачи.

стема трещин с простираниями, близкими к широтным направлениям, а на крыльях — к меридиональным простираниям.

Обращает на себя внимание также то, что как участковые, так и сводные диаграммы-розы трещиноватости, построенные В. Н. Калачевой (1957) для так называемых трещин I порядка (секущие группу пластов) и II порядка (секущие только один слой), полностью совпадают (фиг. 5).

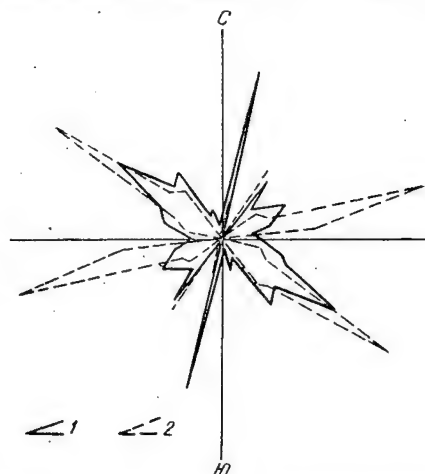
Анализ данных участковых и сводных диаграмм-роз трещиноватости позволил также произвести расчет строения указанных выше структур (по методу Е. Н. Пермякова), благодаря чему по Введенской складке уточнено простирание оси структуры (смещение к западу до 10°) и установлены пологие падения ($3-4^\circ$) крыльев, тогда как по геологическим наблюдениям северо-восточное крыло имеет падения от 15 до 45° , юго-восточное — $5-10^\circ$, что может быть объяснено флексурообразным осложнением в целом пологого северо-восточного крыла.

Подобный расчет, произведенный для Боханской складки, показал уменьшенную величину амплитуды структуры (209 м против 282 м, по геологическим данным) и относительное увеличение углов падения крыльев.

Интересные данные получены также из анализа диаграмм-роз трещиноватости по Нововоскресенской структуре, для которой было установлено развитие трех основных систем трещиноватости: северо-западного, северо-восточного и меридионального простираний. По этим данным устанавливается широтное простирание структуры, тогда как по геологическим материалам оно ранее условно рассматривалось, как меридиональное; здесь также установлено смещение свода в северо-западном направлении относительно его прежнего положения, что в общих чертах подтверждено данными бурения.

Предварительный анализ ряда сводных диаграмм-роз трещиноватости в юрских известняках по хребту Кугитанг (юго-западные отроги Гиссарского хребта) в Средней Азии показал, что в районах со сложно-складчатым строением на характеристике трещиноватости (участковые диаграммы) часто сказывается влияние мелкой складчатости и пльочатости пород. Однако из сравнительного сопоставления сводных диаграмм удается различить выдержанность по площади меридиональной и северо-западной систем трещин (при меридиональном и северо-восточном простирании структуры).

Примечательно, что данные замеров трещиноватости (с последующей их статистико-графической обработкой) в гранитоидных породах (возраст юра — палеозой), развитых на этой же площади, показали, что здесь также преобладают те же, что и в известняках юры, меридионального и северо-западного простираний системы трещин.



Фиг. 5. Участковые диаграммы-розы трещин I и II порядков. Введенская антиклиналь:

1 — I порядок (583 измерения); 2 — II порядок (360 измерений).

4. Круговые диаграммы трещиноватости

Как указывалось выше, помимо диаграмм-роз трещин, при обработке материалов составляются также круговые диаграммы (лотбильды), которые являются более совершенным графическим отображением трещиноватости по сравнению с диаграммами-розами. Круговые диаграммы отражают все необходимые элементы для изображения трещиноватости: азимут падения, угол падения, число замеров трещин, а также некоторые другие параметры.

Принцип построения круговых диаграмм основан на применении метода проектирования точки пересечения нормали, восстановленной к плоскости трещин на экваториальную плоскость сферы (полюс трещины). Таким образом, полюсы вертикальных трещин попадают на окружность, полюсы же горизонтальных трещин — в центре ее, а все полюсы наклонных трещин будут располагаться внутри круга; у крутопадающих трещин — вблизи окружности, у пологих — вблизи центра круга.

Способы этого проектирования могут быть весьма различные, что и обуславливает разнообразие существующих видов круговых диаграмм. При статистической обработке замеров трещин рекомендуется пользоваться равноплощадной сеткой Вальтера-Шмидта, представляющей собой проекцию Ламберта верхней полусферы на экваториальную плоскость. Методика построения круговых диаграмм изложена во «Временной инструкции» (1956).

При обобщении данных по этому методу строятся сводные и синоптические диаграммы. Указанный способ графического изображения трещиноватости имеет следующие преимущества:

- а) широкая изобразительная способность круговых диаграмм. Последние отражают все нужные элементы для характеристики трещиноватости: азимут падения, угол падения и число замеров трещин;
- б) замеряются угловые расстояния между системами трещин;
- в) отображаются размеры максимумов и их густота;
- г) по этим диаграммам можно производить сопоставление систем трещин между собой и изучение их положения по отношению к слою, который они секут.

При обработке материалов желательно не ограничиваться построением одних только диаграмм-роз трещиноватости, необходимо также сочетать их построение с круговыми диаграммами (в целях сопоставления).

Опыт применения круговых диаграмм был произведен М. Г. Ромашовой по Нововоскресенской структуре (Иркутский район). Здесь так же, как и при построении диаграмм-роз трещиноватости, необходимо пользоваться приведенными значениями элементов ориентировки трещин, полученными при первом этапе обработки замеров трещин, после приведения слоя (пласта) к горизонту. Ромашовой были построены три участковые круговые диаграммы трещиноватости.

Из них на диаграмме (733 замера) для восточной периклинали (фиг. 6) отчетливо выделяют две системы трещин: северо-западного ($324^\circ \leq 84^\circ$) и северо-восточного ($57^\circ \leq 82^\circ$) простираний.

Угол между этими системами составляет 93° . Средняя плотность (исчисленная путем деления количества трещин на площадь контура) для системы трещин северо-восточного простирания такова:

Q (количество трещин) — 186;

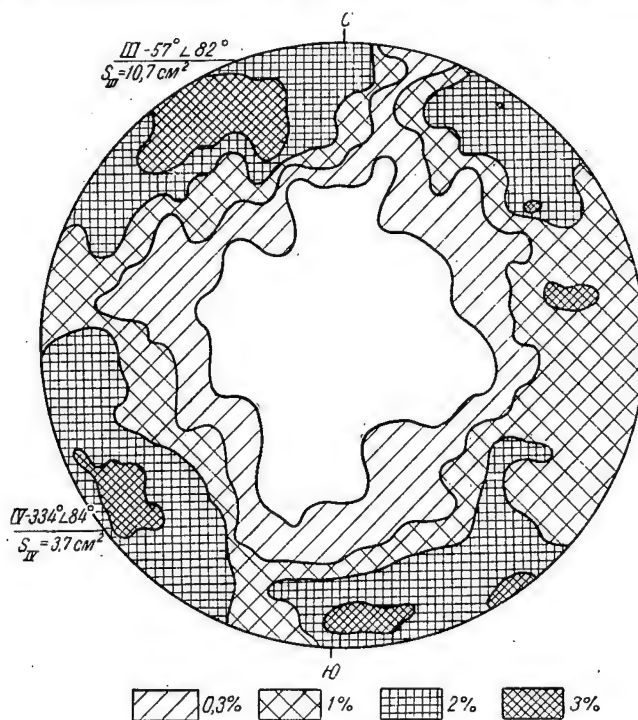
S (площадь контура по изолинии в 3 %) — $3,7 \text{ см}^2$;

$$S_{\text{ср}} (\text{средняя плотность}) = \frac{Q}{S} = \frac{186}{3,7} = 50.$$

Для системы трещин северо-восточного простирания

$$S_{\text{ср}} = 29 \left(\frac{Q}{S} = \frac{312}{10,7} = 29 \right).$$

Такая же диаграмма была построена по 610 измерениям для южного крыла структуры, где также отчетливо выделяются северо-западная ($320^\circ < 86^\circ$) и северо-восточная ($56^\circ < 86^\circ$) системы трещин с углом



Фиг. 6. Круговая диаграмма трещиноватости (733 измерения). Восточная периклиналь Нововоскресенской структуры. Станции наблюдения № 40—57.

между ними в 96° . Средняя плотность по ним:

$$S_{\text{ср}} (\text{сев.-зап.}) = 40 \text{ и } S_{\text{ср}} (\text{сев.-вост.}) = 117.$$

Для сводовой части структуры (1023 замера) выделяются северо-восточная ($54^\circ < 82^\circ$) и северо-западная ($318^\circ < 86^\circ$) системы трещин с углом между ними в 96° .

$$S_{\text{ср}} (\text{сев.-вост.}) = 17 \text{ и } S_{\text{ср}} (\text{сев.-зап.}) = 21.$$

Из указанных данных было установлено, что система трещин северо-западного простирания пласта имеет сходную степень плотности (интенсивности) для периклинали и южного крыла ($q = 40—50$) и несколько ослабленную степень плотности по своду и северному крылу ($q = 21$).

Система трещин северо-восточного простирания обладает наибольшей плотностью ($\rho = 117$) на южном крыле, меньшей плотностью ($\rho = 29$) на периклинали и ослабленной плотностью ($\rho = 17$) на своде.

По приведенным данным можно заключить, что обе основные системы трещин наибольшей степенью плотности обладают в породах, развитых на южном крыле и затем на периклинали.

Сравнительное сопоставление диаграмм-роз трещиноватости и круговых диаграмм по указанной структуре показало, что обе основные системы трещин (северо-западная и северо-восточная) хорошо согласуются, так как они отчетливо выделяются на обеих диаграммах.

5. Карты удельной густоты трещин

Е. Н. Пермяковым (1953), как известно, была предложена формула для подсчета удельной густоты трещин

$$q = \frac{Q}{S \cdot m^2},$$

где Q — количество трещин («исправленные») по «графику-квадрату»; S — площадь станции наблюдения в m^2 .

Такие подсчеты нами были произведены для ряда участков в районах Присаянья, Минусинской впадины и Средней Азии. Полученные результаты подобных подсчетов, например, для Нововоскресенской площади (Присаянье), позволили на карте удельной густоты трещин выделить 3 максимума, из которых один приурочен к южному крылу складки, второй — раскрывается к своду и третий — к восточной периклинали.

При сопоставлении этих результатов подсчета удельной густоты трещин с данными о степени плотности (интенсивности) трещиноватости, полученными для этого участка из анализа диаграмм-роз, можно заключить, что зонами относительно большей интенсивной трещиноватости пород являются южное крыло складки и восточная ее периклиналь.

Такие же результаты были получены при изучении юрских известняков хребта Кугитанг (Средняя Азия), где подсчет удельной густоты трещиноватости показал развитие интенсивной трещиноватости пород на южной периклинали и на восточном крыле структуры, что в последнем случае вполне согласуется с геологическими данными о сильной нарушенности восточного крыла складки.

Несмотря на кажущуюся согласованность результатов определения удельной густоты (количество трещин в пределах квадрата, поделенное на его площадь) и удельной плотности (длина всех трещин в пределах квадрата, поделенная на его площадь), первый из этих методов не может быть признан достоверным. Основанием к тому могут служить данные В. Н. Калачевой по Введенской площади (Присаянье) и Т. В. Дорофеевой по Минусинской впадине, где при сравнительном сопоставлении данных по обоим методам было установлено, что удельная густота, по существу, является функцией от длины станции наблюдения в квадрате, благодаря чему не может быть получено полное представление об истинном количестве трещин, приходящихся на данную горизонтальную поверхность.

Необходимо отметить, что методика определения удельной густоты трещин нуждается в дальнейшем совершенствовании, что будет являться предметом последующих методических исследований изучаемой проблемы.

6. Определение коэффициента «раскрытости» трещин по структуре

Располагая данными о площади структуры (S_c) и суммарной площади раскрытости (просветов) трещин всех систем (S_T), которая может быть исчислена ($b \times l$) из данных о средней раскрытости трещин в см (b) и протяженности трещин на выделенном участке структуры в см (l), коэффициент раскрытости возможно представить в виде следующей формулы

$$K = \frac{S_T}{S_c}.$$

Такой опытный подсчет был произведен для Нововоскресенской площади, где на восточной периклинали K оказался равным 0,018, для свода — 0,27 и для южного крыла — 0,21.*

Следует иметь в виду, что указанные данные, касающиеся коэффициента раскрытости, имеют лишь относительное значение и главным образом потому, что степень раскрытости трещин, обусловленная эрозионными процессами, никак не может свидетельствовать о коллекторских свойствах развитых здесь доломитов ангарской свиты нижнего кембрия. По этим данным в совокупности с данными об удельной плотности и густоте трещиноватости, а затем при сопоставлении с результатами петрографических исследований возможно составить представление о распределении зон интенсивной трещиноватости, представляющих интерес с точки зрения возможных их коллекторских свойств.

7. Краткое заключение по методике камеральной обработки

Из рассмотрения приведенных выше данных видно, что соответствующие расчеты об удельной плотности и удельной густоте трещиноватости, так же как и об коэффициенте интенсивности трещиноватости по структуре и расчет строения структуры, могут быть произведены лишь после первых этапов обработки фактических данных, после приведения слоя к горизонтальному положению и соответственной ориентировки трещин к приведенному слою и определения в горизонтальном сечении совокупности всей сети трещин.

В методике статистико-графической обработки данных полевых наблюдений пока еще не достигнуто достаточной ясности. Предлагаемые методы, например, определения совокупности сети трещин с помощью графика-квадрата и без него, нуждаются в дальнейшем совершенствовании в направлении упрощения схемы обработки и доступности расчетов для широкого круга геологов и техников-геологов.

Анализ данных по диаграммам-розам трещиноватости и сопоставление с ними по круговым диаграммам дают сравнительно отчетливое представление об ориентировке и интенсивности развитых систем трещин, что позволяет исчислять среднюю плотность трещиноватости соответственно для различных элементов структуры, а также дают необходимые исходные параметры для расчета строения локальных структур.

Результаты камеральной обработки данных полевых наблюдений по трещиноватости горных пород, полученные в виде диаграмм-роз трещиноватости, круговых диаграмм трещиноватости, а затем карт удельной

* Более подробные данные о коэффициенте раскрытости макротрещин по структуре приведены в работах Е. Н. Пермякова (1949) и М. Г. Ромацовой (1957).

густоты (и плотности) трещин и коэффициента раскрытости трещин по структуре дают лишь представление о характеристиках макротрещин как по площади, так и по разрезу. По результатам сопоставления этих данных с данными изучения микротрещин и физических свойств (проницаемость) последних возможно выделить зоны повышенной трещиноватости, интересных с точки зрения коллекторских свойств.

У. ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ТРЕЩИНОВАТЫХ ПОРОД

1. Вопросы методики исследований

Опыт литолого-петрографических исследований трещиноватых пород (преимущественно карбонатных) по разведочным и промысловым площадям Башкирского Приуралья, Присаянья, Южно-Минусинской впадины и некоторым другим районам показывает, что в них широко распространены микротрещины. Роль этих микротрещин, как это будет видно ниже, оказывается весьма важной в образовании залежей нефти и газа в трещиноватых породах.

Петрографические исследования трещиноватых пород с целью выяснения их коллекторских свойств, судя по литературным данным, пока ведутся в ограниченном масштабе. Некоторые краткие сведения по этому вопросу возможно найти у А. Г. Алиева и Э. А. Дайбековой (1957) о трещиноватых породах мезозоя Азербайджана, С. И. Шишигина (1956) о трещинных коллекторах нефти и газа в Восточных Карпатах, а также у Г. И. Теодоровича (1943, 1950), В. Б. Татарского (1948, 1949, 1951) и В. И. Тропольского и Д. В. Постникова (1955), касающихся преимущественно характеристики структур поровых пространств карбонатных коллекторов.

За рубежом вопросы классификации пористых трещинных коллекторов освещены в сравнительно полной сводке Waldschmidt и др. (1956), непосредственно касающейся данных петрографии трещиноватых пород и их коллекторских свойств.

Естественно, что и вопросы методики петрографических исследований трещиноватых пород оказываются пока мало изученными.

Изучение микротрещин нами было проведено в основном на керне, собранном в Южно-Минусинской впадине из 9 скважин: Быстринской, Алтайской, Тагарской, Аскизской и Биджинской разведочных площадей, в Иркутском районе по 12 скважинам: Боханской, Осинской, Балыхтинской и Воскресенской разведочным площадям и 9 скважинам Башкирского Приуралья из Малышевского, Цветаевского и Буруновского месторождений.

При петрографическом исследовании трещиноватых пород применялись следующие методы.

1. Изучение пород в плоскопараллельных шлифах выше стандартного размера.
2. Изучение трещиноватых пород в пришлифовках.
3. Химический и термический анализ глинистых и карбонатных пород.
4. Подсчет коэффициента трещиноватости, или трещинной пористости, в больших шлифах под микроскопом. При этом определялась отдельно открытая трещинная пористость и закрытая.

При подсчете открытой трещинной пористости принимались во внимание полые микротрещины с раскрытостью от 0,005 до 0,06 мм; при за-

крытой — микротрещины шириной от 0,005 до 0,15 мм, заполненные битумом. * Трещины, заполненные битумом, с раскрытостью более 0,15 мм пока не были встречены в шлифах.

5. Метод окрашивания карбонатных пород по Лембергу.

6. Подсчет открытой и закрытой трещинной проницаемости по методу, предложенному Е. С. Роммом и Л. П. Гмид.

При изготовлении шлифов из кернов образцы предварительно распиливались на резательном станке таким образом, чтобы не нарушалась целостность структур микротрещин. Из полученных образцов трещиноватых пород параллельно и перпендикулярно слоистости выпиливались пластины толщиной в 1—1,5 см. С пришлифованных поверхностей этих пластин снимался слой породы толщиной 1—1,5 мм, который затем наклеивался на предметное стекло, и в последующем изготовлялся шлиф, площадью в 15—30 см², обычным методом.

При определении закрытой и открытой трещинной проницаемости замерялись следующие параметры:

а) максимальная, минимальная и средняя раскрытость (ширина) трещин;

б) их протяженность (длина) и

в) площадь шлифа.

Ширина и длина трещин измерялась с помощью окуляр-микрометра.

По формуле

$$K_{\text{тр}} = \frac{85000 b^3 l}{S} \delta$$

подсчитывалась проницаемость в *дарси* для участка породы, из которой сделан шлиф, где:

b — раскрытость (ширина) трещин, мм;

l — длина трещин, мм;

S — площадь шлифа, мм².

Определение коэффициента микротрещиноватости (или трещинной пористости) проводилось также под микроскопом в больших шлифах по формуле

$$K_{\text{пор}} = \frac{bl}{S} 100 \%$$

Петрографическое исследование трещиноватых пород осуществлялось в тесном контакте с изучением их физических свойств.

В 1955—1957 гг. было изучено 1100 шлифов из трещиноватых пород.

2. Классификация микротрещин

На примере исследования трещиноватых пород девона Южно-Минусинской впадины, нижнекембрийских отложений Присаянья и нижнепермских пород Башкирского Приуралья была предпринята попытка выработать примерную схему классификации микротрещин, в основу которой положены морфологические и некоторые генетические характе-

* Битум в исследуемых породах изучался Н. И. Богородицкой (нижний кембрий Присаянья), И. В. Шкляр (артинские отложения Башкирского Приуралья) и В. А. Успенским и др. (девон Южно-Минусинской впадины).

ристики микротрещин. Ниже приводится предлагаемая примерная схема классификации.

А. В зависимости от величины раскрытия (ширины) микротрещины делятся: а) на очень узкие — 0,005—0,01 мм (капиллярные); б) узкие — 0,01—0,05 мм (субкапиллярные); в) широкие — 0,05—0,15 мм (волосные).

Б. Количество микротрещин, или густота их, выражается следующим образом: а) незначительное; б) умеренное; в) обильное, г) сверх обильное.

В. По форме микротрещины подразделяются: а) на прямолинейные; б) слабо извилистые; в) сильно извилистые; г) зазубренные.

Г. По степени выполнения минеральным или битуминозным веществом микротрещины подразделяются: а) на открытые; б) частично выполненные; в) выполненные (закрытые).

Д. По характеру выполняемого вещества микротрещины подразделяются: а) на минеральные, б) с битумом; в) смешанного типа.

Среди микротрещин смешанного типа выделяются три подтипа: а) на стенках примазки битума, внутри минеральное вещество; б) четковидное распределение битума и минерального вещества; в) смешанное расположение битума и минерального вещества. *

Е. По отношению к структуре породы микротрещины разделяются: а) на междузернистые; б) рассекающие (обломочный материал, зерна карбоната или органические остатки).

Ж. По отношению к микротекстуре (слоистости) породы микротрещины делятся: а) на горизонтальные — параллельно слоистости; б) вертикальные — перпендикулярно слоистости; в) наклонные — под углом к слоистости.

З. По характеру разветвления микротрещины подразделяются: а) на неразветвленные; б) разветвляющиеся (перистые, дендритообразные; в) пересекающиеся.

И. По возрасту микротрещины подразделяются: а) на трещины I более ранней генерации, заполненные битумом; б) трещины II генерации, заполненные минеральным веществом и пересекающие трещины I генерации; в) трещины III генерации, заполненные битумом и пересекающие трещины II генерации; г) трещины IV генерации — открытые микротрещины, секущие все предыдущие трещины или проходящие внутри последних.

К. По происхождению микротрещины могут быть подразделены: а) на диагенетическо-тектонические и б) тектонические.

Решение вопроса о происхождении микротрещин, и главным образом диагенетического его типа, обычно крайне затруднено. Отнесение микротрещин (так же как и макротрещин) к тому или иному типу по признаку их происхождения может быть установлено по совокупности петрографических и геологических данных на базе массовых сравнительных данных. В вышеприведенной схеме выделяется диагенетическо-тектонический тип, исходя из того, что восстановление условий диагенеза, способствующих образованию микротрещин, обычно завуалировано последующими процессами литогенеза и диастрофизма, а также и потому, что при диагенезе могут лишь возникнуть «зародышевые» прообразы будущих микротрещин.

* Д. И. Выдрия (мезозойские породы северо-западного Кавказа) и Н. С. Бескровный (породы в трубках взрыва на Сибирской платформе) указывают о наличии микротрещин, на стенках которых различается минеральное вещество, а внутри битум.

Необходимо заметить, что Waldschmidt с группой соавторов (1956), по данным изучения трещиноватых пород кернов из скважин Оклахомы, Техаса, Канзаса и ряда других штатов США, а также Канады, тоже классифицировали трещины в карбонатных породах.

Все трещины ими были подразделены на 4 основные группы.

1. Открытые (с видимым отделением стенок трещин).
2. Частично выполненные (стенки трещин открыты, или частично выполнены минеральным веществом).
3. Выполненные (трещины целиком заполнены минеральным веществом).
4. Закрытые (без видимого отделения стенок трещин). *

Каждый из указанных типов в свою очередь подразделяется на трещины: беспорядочно расположенные, вертикальные, горизонтальные, наклонные и пересекающиеся. Пересекающиеся трещины, кроме того, подразделяются на группы трещин, находящиеся в различных условиях сочетания (вертикальные с горизонтальными и наклонными, горизонтальные с наклонными и т. д.).

Указанными исследователями трещины классифицированы также по размеру зерен минералов в трещинах, сравнительно с зернами минералов окружающей среды рассматриваемой породы. Здесь выделены два типа: крупные и, наоборот, мелкие.

При сравнительном сопоставлении схемы классификации Waldschmidt и др. с предлагаемой нами схемой классификации трещин можно заметить, что последняя обладает большей степенью детализации. Так, в ней отражены такие параметры как густота и раскрытость трещин, имеющие важное значение при определении проницаемости трещиноватых пород. В этой схеме систематизированы некоторые дополнительные морфологические признаки, отсутствующие в схеме классификации американских исследователей, как например, характеристики выполняемого вещества трещин, отношение последних к структуре и текстуре породы и другие данные.

Известным прогрессом является также и то, что в предлагаемой нами схеме, на основе сравнительно большого фактического материала, сделана попытка подразделения микротрещин и по генетическому признаку.

Из рассмотрения соотношений микротрещин по различной степени и характеру выполняемого вещества и последовательности пересечения (подразделения 4 и 5 схемы) устанавливается относительный возраст трещин (4 генерации), что имеет существенное значение для познания роли той или другой генерации микротрещин в миграции нефти (и газа) и аккумуляции ее.

Учитывая, что схема Waldschmidt и др., судя по сообщению авторов, оказала существенную помощь на ориентировку образования искусственных (наведенных) трещин при применении процессов гидравлического разрыва, предлагаемая схема классификации в равной мере может быть рекомендована для интенсификации добычи нефти и газа из залежей в трещинных коллекторах.

* Авторы в своей классификации учитывали макро- и микротрещины, что нельзя считать целесообразным, так как понятия «видимое» и «невидимое» отделение стенок трещин весьма условны.

3. Петрографические типы трещиноватых пород

Данные петрографических исследований различных литологических разностей трещиноватых пород палеозоя рассматриваемых районов позволили выделить среди них, в зависимости от минералогического состава и структурно-текстурных особенностей, следующие петрографические типы.

I. Песчаники и алевролиты. В этих породах преобладающими являются открытые микротрещины слабо извилистой формы, проходящие внутри закрытых трещин, заполненных минеральным веществом (кальцитом). Реже встречаются закрытые трещины, выполненные битумом, образующие слабо разветвленную сеть в породе (фиг. 7, 8).

II. Глины и аргиллиты. В них преобладающими являются также открытые микротрещины слабо извилистой формы, которые в слоистых разностях этих пород располагаются параллельно, перпендикулярно или под углом к слоистости; в неслоистых разностях имеют ветвящуюся форму дендритообразного характера (фиг. 9 и 10).

III. Мергели. В них различаются закрытые и открытые микротрещины, которые имеют слабо или сильно извилистую форму. Располагаются они в породе параллельно слоистости, реже перпендикулярно или под углом к слоистости; также и в переслаивании мергелей и алевролитов (фиг. 11, 12).

IV. Органогенные доломитовые известняки. В них развиты преимущественно закрытые трещины, выполненные битумом. Незначительное распространение имеют открытые микротрещины, рассекающие органические остатки и зерна цементирующего карбоната.

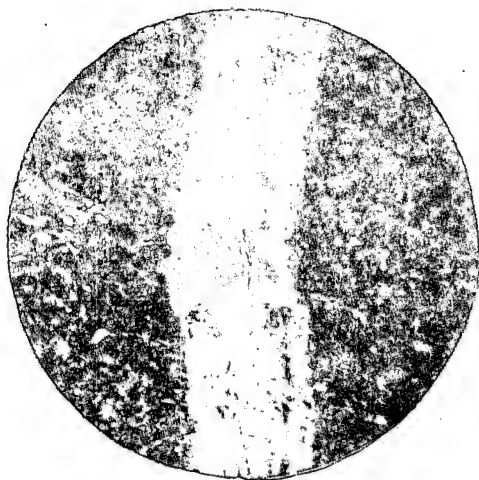
Трещины, заполненные битумом, имеют сильно извилистую и часто зазубренную форму. Большое развитие в данном типе пород имеют сутурные швы, по которым наблюдается проникновение нефтяного битума. Закрытые трещины с битумом и сутурные линии проходят по границе разнозернистых участков цемента, между зернами карбоната или огибают органические остатки (фиг. 13, 14).

V. Доломиты неравнозернистые с пятнистой или пятнисто-инкрустационной микротекстурами, с многочисленными закрытыми трещинами, выполненными битумом и незначительным распространением открытых микротрещин. Форма трещин извилистая, часто зазубренная. Широко распространены сутурные швы, заполненные битумом или минеральным веществом. Редкие трещины с битумом проходят между зернами карбоната вмещающей породы, огибая инкрустационные образования, или же образуют разветвленную форму.

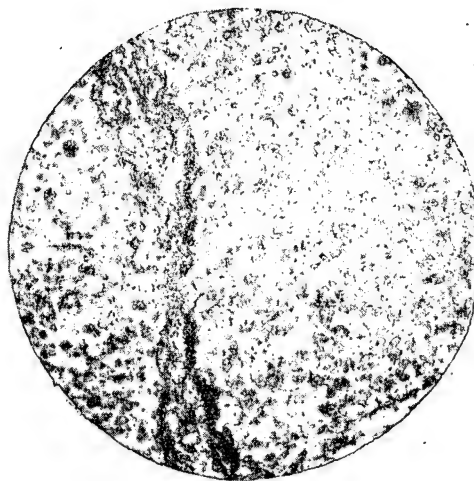
Для неравнозернистых доломитов нижнего кембрия Иркутского амфитеатра с пятнистой или пятнисто-инкрустационной микротекстурой выделяются указанные выше в схеме классификации четыре генерации трещин. В этих доломитах Иркутского амфитеатра под микроскопом отчетливо видно, как «битуминизация» межзернистой среды породы заметно угасает от микротрещин, заполненных битумом (нефтью), к периферии шлифа.

Этот факт в данном случае может служить наглядным доказательством отсутствия генетической связи между нефтью (битумом) в микротрещинах и окружающей средой породы (фиг. 15, 16).

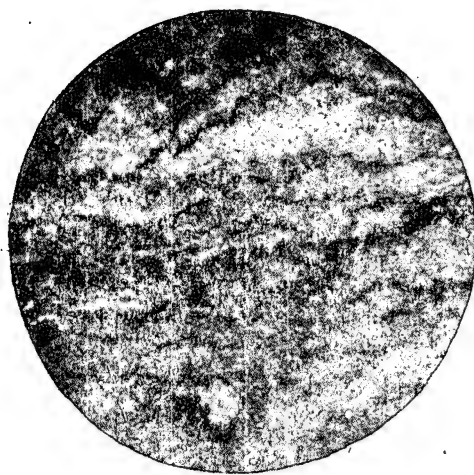
Уместно отметить, что И. В. Шкляр, изучавшая битумы из микротрещин в артинских отложениях Башкирского Приуралья, указывает,



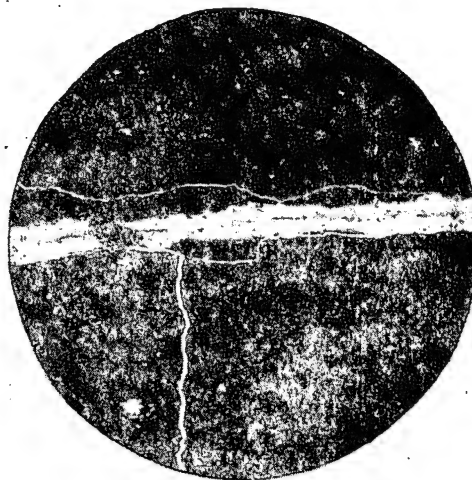
Фиг. 7. Алевролит крупнозернистый с открытой микротрещиной, проходящей внутри закрытой, выполненной кальцитом. Южно-Минусинская впадина, средний девон, абаканская свита. Быстряннка, скв. 9-Р, обр. 87.



Фиг. 8. Алевролит крупнозернистый с сетью закрытых микротрещин, выполненных битумом. Южно-Минусинская впадина, средний девон, илеморовская свита. Обр. 50.

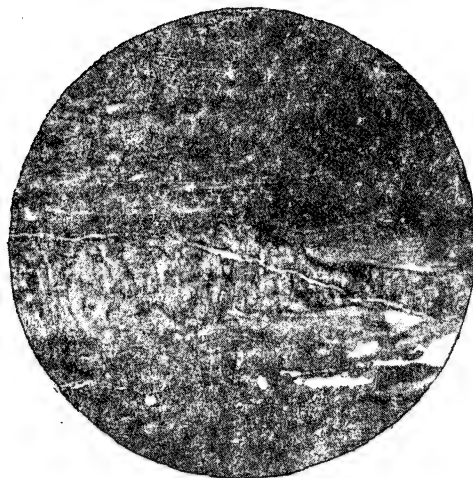


Фиг. 9. Аргиллит алевролитистый с многочисленными извилистыми трещинами, заполненными битумом. Южно-Минусинская впадина, средний девон, илеморовская свита. Быстряннская, скв. 9-Р, обр. 58.



Фиг. 10. Аргиллит алевролитистый с сетью открытых микротрещин, проходящих между стенкой закрытой трещины с кальцитом и параллельной закрытой трещиной на некотором расстоянии от нее. Южно-Минусинская впадина, средний девон, абаканская свита. Быстряннка, скв. 9-Р, обр. 95.

Примечание: фиг. 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 16, 17, 18, 19, 20, 21 и 22 даны с увеличением 30х без верхнего анализатора.



Фиг. 11. Мергель с редкими органическими остатками с закрытой трещиной, выполненной кальцитом, внутри которой проходит открытая микротрещина. Южно-Минусинская впадина, средний девон. Быстрянка, скв. 9-Р, обр. 85.



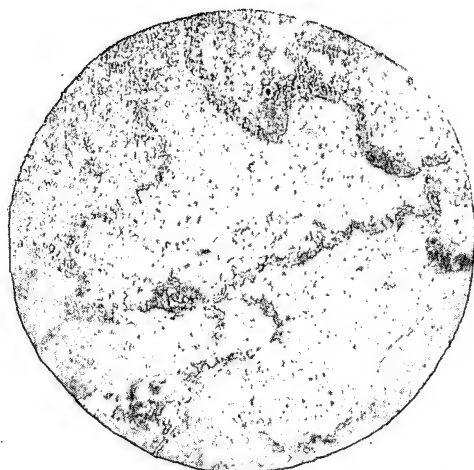
Фиг. 12. Мергель алевролитистый с редкими органическими остатками, с закрытой трещиной, заполненной битумом, которую сечет трещина, выполненная минеральным веществом. Южно-Минусинская впадина, средний девон. Быстрянка, скв. 9-Р, обр. 86.



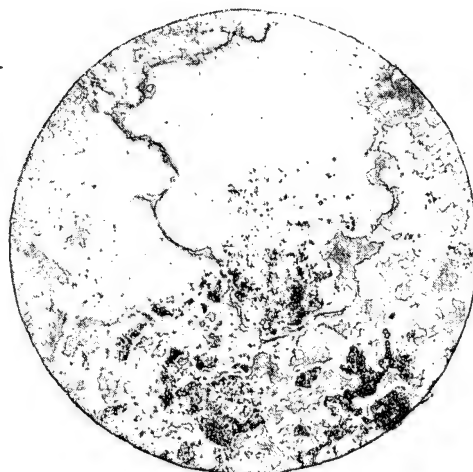
Фиг. 13. Органогенный доломитовый известняк с сильно извилистой трещиной, заполненной битумом, проходящей по границе разномасштабных участков в цементе. Башкирское Приуралье, артинские отложения. Малышевка, скв. 11/50, обр. 29 (2).



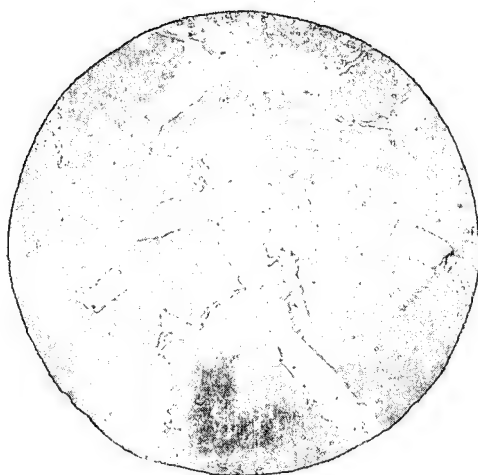
Фиг. 14. Органогенный доломитовый известняк с открытой микротрещиной, рассекающей органические остатки и цементирующей кальцит и доломит. Башкирское Приуралье, артинские отложения. Малышевка, скв. 7/50, обр. 20 (1).



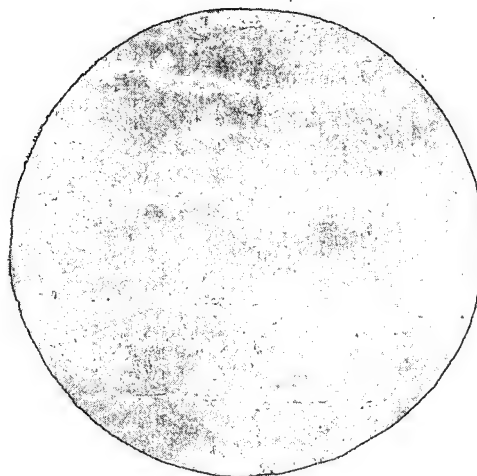
Фиг. 15. Доломит неравнозернистый с сильно извилистыми трещинами, заполненными битумом. Иркутский амфитеатр, нижний кембрий, нижнеангарская под-свита. Бохан, скв. 31-К, обр. 72.



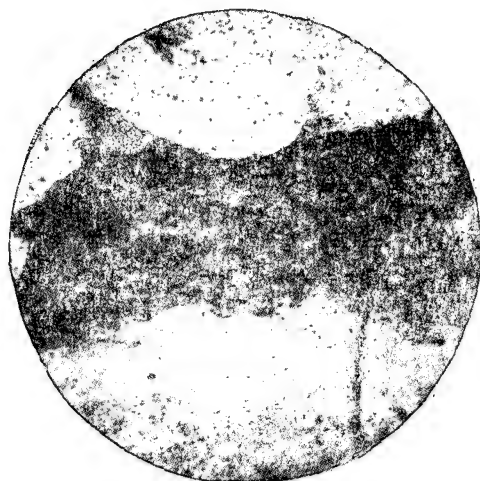
Фиг. 16. Доломит неравнозернистый с пятнисто-инкрустационной микротекстурой. Микротрещины, выполненные битумом, окружают инкрустационные образования. Иркутский амфитеатр, осинский горизонт усольской свиты. Оса, скв. 1-Р, обр. 2 (6) (2).



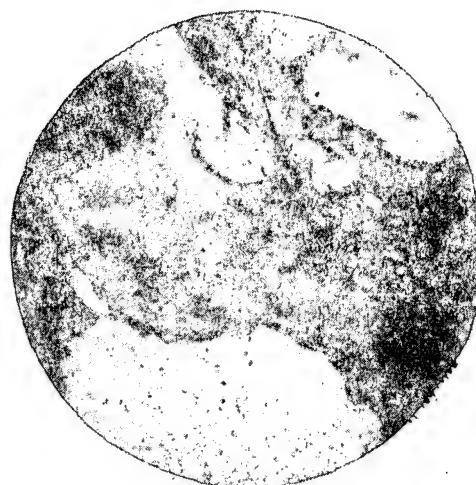
Фиг. 17. Доломит разномзернистый с призматическими зернами ангидрита, с открытыми микротрещинами, рассекающими зерна ангидрита и проходящими в виде слабо разветвленных трещинок во вмещающей породе. Иркутский амфитеатр, нижний кембрий, мотская свита. Оса, скв. 1-Р, обр. 182.



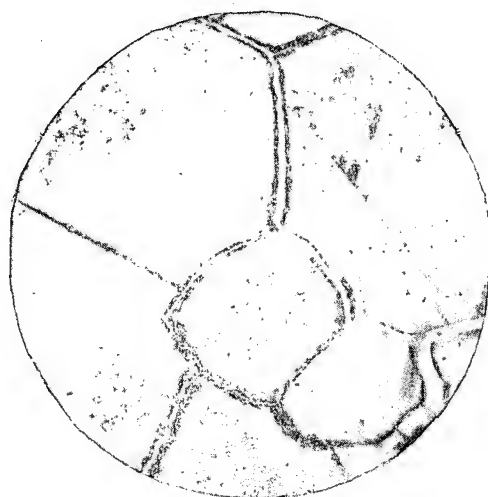
Фиг. 18. Доломит равномзернистый с системой параллельно расположенных открытых микротрещин. Иркутский амфитеатр, нижний кембрий, мотская свита. Оса, скв. 1-Р, обр. 176.



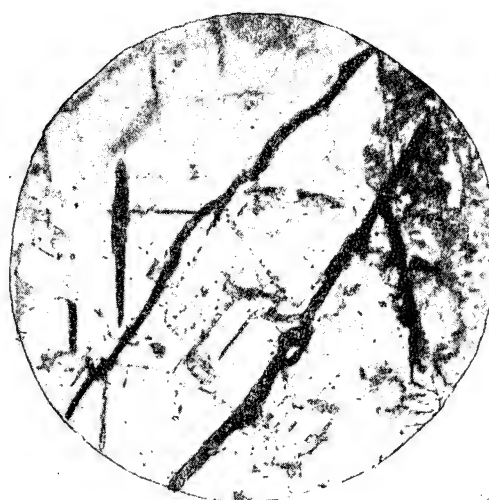
Фиг. 19. Ангидрито-доломитовая порода. Битум пропитывает междзернистое пространство в доломитовой части породы. Внутри ангидритовой части не наблюдается битума. Иркутский амфитеатр, нижний кембрий, низы бельской свиты. Балыхта, скв. 1-Р, обр. 6.



Фиг. 20. Ангидрито-доломитовая порода. Проникновение битума наблюдается внутри доломитовой части породы по линиям соприкосновения зерен доломита. Иркутский амфитеатр, нижний кембрий, низы бельской свиты. Балыхта, скв. 1-Р, обр. 4.



Фиг. 21. Открытые микротрещины в соли. Иркутский амфитеатр, нижний кембрий, усольская свита. Бохан, скв. 1-Р, обр. 21.



Фиг. 22. Закрытые микротрещины, заполненные битумом в соли, проходящие по линиям соединения кристаллов соли или рассекая последние. Иркутский амфитеатр, нижний кембрий, усольская свита. Бохан, скв. 1-Р, обр. 37.

что они принадлежат к нефтяному ряду и не имеют ничего общего с битумом вмещающей породы.

VI. Доломиты и известняки равнозернистые неслоистые, с редкими закрытыми и открытыми микротрещинами, иногда алевроитистые с включениями зерен ангидрита (фиг. 17, 18).

VII. Ангидрито-доломитовые породы — слоистые и неслоистые, с равномерным, пятнистым или слоистым распределением ангидрита. Трещины с битумом и открытые микротрещины редки. Проникновение битума наблюдается по доломитовой части породы (фиг. 19, 20).

VIII. Соли с примесью доломита или ангидрита. По доломитовым прослоям наблюдается проникновение битума. Проникновение битума и прохождение открытых микротрещин наблюдается по линиям «спайности» кристаллов соли (фиг. 21, 22).

Из рассмотрения данных о выделенных петрографических типах трещиноватых пород возможно заключить, что доломит, являющийся породообразующим минералом многих карбонатных коллекторов, приобретает существенную роль в развитии микротрещин. Так, в органогенных доломитовых известняках (IV тип) и в неравнозернистых доломитах с пятнистой и инкрустационной микротекстурами (V тип) широкое развитие получают микротрещины и сутурные швы, заполненные битумом.* Инкрустационная текстура и разномасштабность доломитов, а также сетчатое расположение минералов в них, видимо, сообщают породе повышенную пористость. В трещинах последняя еще более возрастает, так как кристаллы доломита в них обычно крупнее, чем в окружающей среде породы.

В неравнозернистых доломитах, как уже указывалось выше, отчетливо наблюдается угасание «битуминизации» межзернистой среды породы от микротрещин, заполненных битумом (нефтью), к периферии шлифа, что ставит под сомнение наличие какой-либо связи между нефтью в микротрещинах и так называемой «микронептью» основной породы. Waldschmidt и др. (1956), наблюдая, видимо, в шлифах эти соотношения между средой породы (в данном случае доломита) и вещественным составом, обогащенным битумом, выполняющим трещины, усматривает все же какие-то связи между ними. Эти «связи» авторы распространяют на процессы дренирования, полагая, что между хорошей межкристаллической (монозернистой) пористостью доломита, выполняющего трещину, и плохой пористостью межзернистой среды окружающей породы существуют какие-то взаимоотношения, объяснения которым не дается.

4. О классификации трещинных коллекторов

Одним из критериев классификации трещинных коллекторов служит их проницаемость, являющаяся важнейшей характеристикой фильтрующих свойств коллектора и одновременно дающая представление о возможной отдаче его.

* По данным люминесцентного анализа (И. В. Шкляр) и битуминологических исследований (Н. И. Богородицкая), битумы эти явно принадлежат к нефтяному ряду.

По величине проницаемости (K) Г. И. Теодорович (1943) подразделяет карбонатные коллектора на пять классов: *

- I класс — K более 1000 мд;
- II » — K от 100 до 1000 мд;
- III » — K от 10 до 100 мд;
- IV » — K от 1 до 10 мд и
- V » — $K < 1$ мд.

В настоящей стадии изученности трещинных коллекторов возможно присоединиться к данной схеме классификации карбонатных коллекторов и по величине трещинной проницаемости ** все исследованные породы распределить в вышеотмеченные пять классов (табл. 2).

Таблица 2

Процентное соотношение проницаемости K по классам коллекторов палеозойских пород Сибири и Башкирии

| Классы коллекторов | Проницаемость, мд | Пределы колебания проницаемости, мд | | Районы | Процентное соотношение проницаемости K |
|------------------------|-------------------------|-------------------------------------|--------------------|--|--|
| | | от | до | | |
| (по Г. И. Теодоровичу) | | | | | |
| I | > 1000 очень высокая | 1169 1120 | 1239 3500 | 1) Башкирское Приуралье 2) Присаянье 3) Южно-Минусинская впадина | 3,0 1,2 — |
| II | 100—1000 высокая | 121 103 133 | 729 909 443 | 1) Башкирское Приуралье 2) Присаянье 3) Южно-Минусинская впадина | 27,0 8,8 1,0 |
| III | 10—100 средняя | 10,5 10,0 10,1 | 94 98,5 96,7 | 1) Башкирское Приуралье 2) Присаянье 3) Южно-Минусинская впадина | 54,0 33,0 34,0 |
| IV | 1—10 малая | 2,1 1,0 1,0 | 9,7 9,8 9,9 | 1) Башкирское Приуралье 2) Присаянье 3) Южно-Минусинская впадина | 16,0 39,0 46,0 |
| V | < 1 весьма малая | 0,04 0,10 | 0,95 0,95 | 1) Башкирское Приуралье 2) Присаянье 3) Южно-Минусинская впадина | 0 18,0 19,0 |

В первый класс попадает очень незначительный процент трещиноватых пород, имеющих трещинную проницаемость от 1120 до 3500 мд. Для

* У Г. И. Теодоровича заимствована его классификация, так как в настоящей стадии исследования она отвечает нашей разбивке, независимо от того, каким способом исчисляется проницаемость — методом шлифов или обычным стандартным методом.

** Эффективная трещинная проницаемость для пород артинского яруса Башкирского Приуралья (нефтеносный район) исчислена для закрытых трещин, выполненных битумом, для девонских отложений Южно-Минусинской впадины (возможно газоносный район) — открытых микротрещин и для нижнекембрийских отложений Иркутского амфитеатра (газо-нефтепроявления) — закрытых трещин, заполненных битумом, и открытых микротрещин.

второго класса характерно несколько большее количество трещиноватых пород, трещинная проницаемость которых колеблется от 103 до 909 *мд*.

Наибольший процент трещиноватых пород приходится на коллектора III класса с проницаемостью от 10 до 98,5 *мд* и коллектора IV класса — 1—9,9 *мд*.

Классификация коллекторов трещинного типа только по одному критерию — их проницаемости — не может, разумеется, считаться исчерпывающей. Попытки систематизировать данные по подобному типу коллектора по Карлинскому месторождению нефти были сделаны В. В. Ивановой (1942), Н. В. Селезевым (1944) целиком по Башкирии, а затем позднее В. К. Громовым (1957) для Кинзебулатовского типа нефтяных месторождений Башкирского Приуралья. Основное затруднение в разработке схемы классификации трещинных коллекторов заключается в том, что в природе отсутствует коллектор трещинного типа в идеальном смысле этого значения. Известны (Е. М. Смахов, 1956) многие примеры из зарубежной и нашей отечественной нефтяной практики, когда трещинный коллектор по простиранию пласта сменяется коллектором иного типа. Также обстоит и с характеристикой типов коллекторов и по разрезу.

На примере Кинзебулатовского типа нефтяных месторождений Башкирского Приуралья и других районов возможно предложить общую схему классификации коллекторов, в которой все известные коллектора нефти (и газа), в том числе и трещинные, могут быть в основном сведены в 7 типов (табл. 2а).

а) Коллектор нормального типа. Эта группа коллекторов широко распространенная преимущественно в терригенных отложениях многочисленных нефтяных месторождений земного шара, как известно, имеет свою самостоятельную разработанную схему классификации. В месторождениях, где широко распространены трещинные коллектора, они имеют ограниченное развитие. Коллектор нормального типа может быть связан не только с песчаными горизонтами, но и с мелкозернистыми доломитами и, реже, с доломитизированными известняками. Такой тип коллектора в Башкирском Приуралье может быть указан в основании сакмаро-артинской толщи и в кровле верхнего девона, где нормальная пористость его имеет 15,7%, а проницаемость 64 *мд*.

б) Коллектор кавернозного типа. Этот тип коллектора имеет сравнительно широкое распространение и роль его в общей мировой нефтедобыче весьма велика; он обычно приурочен к поверхностям размыла. Как правило, каверны разнообразны по форме и размеру, соединены между собой микротрещинами. Удовлетворительная сообщаемость между пустотами (кавернами) и трещинами в породе наблюдается при наличии сети мелких пересекающихся трещинок.

в) Коллектор трещинного типа. Подразделение этого типа коллектора для карбонатных пород по величине проницаемости выше было уже приведено. В абсолютно «чистом» виде этот тип коллектора, видимо, имеет редкое распространение. Во всех известных месторождениях нефти и газа, связанных с подобными коллекторами, особенно в карбонатных породах, обычно отмечается отсутствие закономерностей в расположении как по площади, так и по разрезу зон проницаемых трещиноватых пород, что может быть объяснено не только крайней сложностью дренажной системы каждой такой продуктивной зоны, но и «отклонениями» в характеристике самого трещинного коллектора.

Таблица 2а

Основные типы коллекторов нефти и газа (составил Е. М. Смахов)

| № типов | Тип коллектора | Краткая характеристика | | | |
|---------|--|--|---|--|--------------------------------|
| | | Литологический состав | Геологические условия распространения | Условия фильтрации | Современная роль в нефтедобыче |
| I | Коллектор нормально-го типа (в общепринятой терминологии «пористый» коллектор) | Пески и песчаники, реже равнозернистые доломиты и известняки | По многочисленным нефтяным месторождениям земного шара, чаще в нормальных пластовых условиях залегания, выклиниваясь по восстанию пластов и реже в виде базальных слоев | Фильтрационные свойства определяются структурой порового пространства породы | Преобладающее значение |
| II | Коллектор кавернозного типа | Карбонатные породы (известняки, чаще доломитизированные; доломиты неравнозернистые) | Широко распространен, часто приурочен к поверхностям размыва | Фильтрация осуществляется по микротрещинам и сутурным «швам», соединяющим мелкие каверны | Весьма велика |
| III | Коллектор трещинного типа | Чаще карбонатные породы, но также плотные песчаники, хрупкие сланцы и другие плотные метаморфизованные породы, в том числе и изверженные | В абсолютно «чистом» виде редко распространен. Характеризуется непостоянством развития как по разрезу, так и по площади (структуре). Часто приурочен к перерывам в отложениях осадков | Фильтрация нефти и газа происходит только по системам микротрещин с раскрытостью до 100 микрон | Пока имеет малое значение |

| | | | | | |
|-----|--|---|---|--|--------------------------|
| IV | Коллектор трещинно-нормальный (I смешанный тип) | Карбонатные и терригенные породы | Сочетание и переходы по площади и разрезу трещинного коллектора в нормальный тип коллектора. Те же геологические условия распространения, что и у типов I и III | Фильтрация осуществляется по микротрещинам (главным образом) и поровому пространству породы | Пока роль незначительная |
| V | Коллектор трещинно-кавернозный (II смешанный тип) | Карбонатные, терригенные и галогенные (реже) породы | Взаимопереходы трещинного и кавернозного типов коллекторов. Те же геологические условия распространения, что и у типов II и III | Условия фильтрации те же, что и у коллектора кавернозного типа; здесь возрастает роль микротрещин как в аккумуляции, так и в отдаче нефти и газа | Значительная |
| VI | Коллектор трещинно-нормально-кавернозный (III смешанный тип) | Карбонатные, терригенные и галогенные (реже) породы | Сочетание трех типов коллекторов: трещинного, нормального и кавернозного. Геологические условия распространения те же, что и у типов I, II и III | Сложная система фильтрации, в условиях которой микротрещины, видимо, играют основную роль | Ограниченная |
| VII | Коллектор кавернозно-нормальный (IV смешанный тип) | Терригенные и карбонатные породы | Взаимопереходы коллекторов кавернозного и нормального типов. Условия залегания те же, что и у типов I и II | Фильтрация происходит по микротрещинам, связывающим каверны и поровое пространство | Ограниченная |

Последующие 4 типа коллекторов представляют собой коллектора смешанных групп, распространение которых, возможно, гораздо шире, чем это в настоящее время известно.

г) Коллектор I смешанного типа. Это сочетание и переходы по площади трещинного коллектора в нормальный тип коллектора и обратно, что может иметь место при замещении карбонатных отложений терригенными.

д) Коллектор II смешанного типа представляет собой сочетание трещинного и кавернозного типов коллекторов, свойственных однако только карбонатным породам. Этот тип коллектора является наиболее распространенным.

е) Коллектор III смешанного типа представляет собой сочетание трех типов: трещинного, нормального и кавернозного.

ж) Коллектор IV смешанного типа — сочетание коллекторов нормального и кавернозного типа.

5. Некоторые результаты опыта петрографических исследований

Сравнительный анализ данных петрографических исследований палеозойских пород Приуралья, Южно-Минусинской впадины и Присаянья позволил, прежде всего, установить определенные соотношения отдельных типов микротрещин для каждого из рассматриваемых районов (табл. 3).

Таблица 3

Соотношения отдельных типов микротрещин

| Район | Микротрещины, % | | | |
|---------------------------------------|-----------------|----------|-------------|-----------------|
| | с битумом | открытые | минеральные | смешанного типа |
| Башкирское Приуралье | 60 | 15 | 20 | 5 |
| Присаянье (Иркутский район) | 50 | 23 | 20 | 7 |
| Южно-Минусинская впадина | 15 | 50 | 30 | 5 |

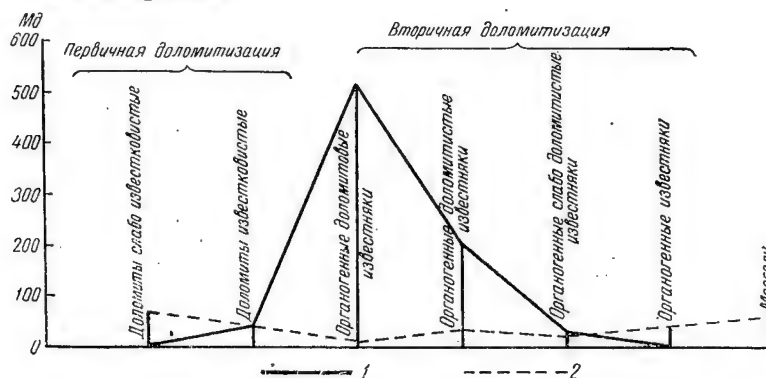
При рассмотрении этих данных видно, что в Башкирском Приуралье, в заведомо нефтеносном районе, в нижнепермских (артинских) отложениях наибольшим распространением пользуются трещины, заполненные нефтяным битумом. Меньшее распространение имеют минеральные и открытые трещины и крайне ничтожный процент составляют трещины смешанного типа.

В девонских отложениях Южно-Минусинской впадины, которая может рассматриваться как вероятно газоносный район, преобладающими являются открытые микротрещины и, наоборот, в незначительном количестве здесь распространены закрытые трещины, заполненные битумом, в заметном количестве (30%) присутствуют трещины, выполненные минеральным веществом.

В нижнекембрийских отложениях Присаянья, в которых отмечены газо- и нефтепроявления, преобладают (50%) трещины, заполненные битумом. Соотношение открытых микротрещин и трещин, выполненных минеральным веществом, примерно одинаковое.

Указанные соотношения в распределении рассмотренных типов микротрещин могут быть полезны при исчислении проницаемости трещиноватых пород методом изучения их в шлифах под микроскопом.

Так, например, при подсчете проницаемости указанным методом в нефтеносных районах учитывать, видимо, следует главным образом микротрещины, заполненные битумом (нефтью), в газоносных — открытые микротрещины и в газо-нефтеносных — микротрещины, заполненные битумом, и открытые. Указанные критерии, являющиеся эмпирическими по своему содержанию, не следует, разумеется, рассматривать как нечто вполне установившееся. При соответствующих геологических условиях, главным образом в зависимости от литологического состава пород и условий дренажной системы, возможны и отклонения от наблюдаемой закономерности.



Фиг. 23. Средние значения трещинной проницаемости карбонатных и глинисто-карбонатных пород Башкирского Приуралья (Малышевское, Цветаевское и Бурановское месторождения):

1 — средняя закрытая трещинная проницаемость; 2 — средняя открытая трещинная проницаемость.

Микроскопическое изучение керна трещиноватых известково-доломитовых и глинисто-карбонатных пород артинского яруса Башкирского Приуралья показало, что распространение трещиноватости* в вышеотмеченных типах пород неравномерное. Наибольшая трещиноватость приурочена к органогенным доломитовым известнякам, второе место занимают органогенные доломитистые известняки, третье — органогенные слабо доломитистые известняки, четвертое — органогенные известняки и пятое — мергели (фиг. 23).

Различная степень трещиноватости вышеотмеченных типов пород тесно связана с их петрографическим составом и структурными особенностями. Неоднородный состав цементирующего вещества, его «пятнистый» характер и неодинаковый минералогический состав (кальцито-доломитовый или доломито-кальцитовый) обусловили различный характер микротрещиноватости, развитой в данных породах. Наибольшее количество закрытых микротрещин, выполненных битумом, свойственно органогенным доломитовым известнякам и наименьшее, — известнякам и мергелям.

При рассмотрении данных (табл. 4) по Малышевскому, Цветаевскому и Бурановскому месторождениям было установлено, что по мере уменьшения степени доломитизации в исследуемых породах заметно умень-

* Имеются в виду микротрещины шириной 0,01—0,08 мм, заполненные нефтяным битумом, и открытые микротрещины с раскрытостью 0,01—0,05 мм.

Таблица 4

Средние значения трещинной пористости и проницаемости
артинских отложений Башкирского Приуралья (Малышевское,
Цветаевское и Буруновское месторождения)

| Типы пород | Количество образцов | К средней проницаемости, мд | | K ⁻² средней пористости, % | |
|---|---------------------|----------------------------------|----------------------------------|---------------------------------------|-------------------------------|
| | | закрытая трещинная проницаемость | открытая трещинная проницаемость | закрытая трещинная пористость | открытая трещинная пористость |
| I. Органогенные доломитовые известняки | 10 | 523 | 11,1 | 39,8 | 2,8 |
| II. Органогенные доломитистые известняки | 6 | 212 | 26,0 | 25,6 | 6,0 |
| III. Органогенные слабо доломитистые известняки | 4 | 35 | 18 | 18,2 | 9,2 |
| IV. Органогенные известняки | 15 | 0,14 | 42,6 | 2 | 8,6 |
| V. Мергели | 4 | 0 | 63,4 | 0 | 9,8 |
| VI. Известковистые доломиты | 4 | 46 | 39 | 17,5 | 7,3 |
| VII. Слабо известковистые доломиты | 2 | 0 | 71 | 0 | 9,8 |

шается общее количество закрытых микротрещин с битумом. Среднее значение закрытой трещинной пористости при этом убывает (с 39,8% до 2%), * а закрытая трещинная проницаемость уменьшается (от 523 до 0,14 мд).

Указанная характеристика трещиноватости и различные показатели физических свойств карбонатных пород артинского возраста Башкирского Приуралья можно объяснить разной интенсивностью процессов диагенетической доломитизации, которая имела место при отложении артинских осадков рассматриваемого района. Возможно допустить, что в органогенных известняках артинского яруса Башкирского Приуралья доломит, входящий в состав цемента или камер фораминифер, является диагенетическим по своему происхождению.

Диагенетическая доломитизация способствовала изменению объемных соотношений карбонатных частиц и заложению в породе ослабленных участков, которые при незначительных тектонических деформациях легко преобразовывались в микротрещины.

Открытые трещины в артинских отложениях Башкирского Приуралья имеют подчиненное значение.

Как видно из табл. 4, их средние значения открытой трещинной пористости и проницаемости уменьшаются от известняков и мергелей по направлению к доломитовым органогенным известнякам, в обратном направлении сравнительно с микротрещинами, заполненными битумом. Указанное обстоятельство позволяет, как уже ранее было сообщено, не учитывать в данном случае открытые трещины при определении коллекторских свойств рассматриваемых пород артинского яруса.

* Значение трещинной пористости увеличено в 100 раз (для большей наглядности).

В девонских отложениях Южно-Минусинской впадины, как это было указано выше (см. табл. 3), преобладающими (50%) являются открытые микротрещины.

Открытые микротрещины, хотя и неравномерно, но распространены по всему разрезу девона, начиная от пород абаканской свиты среднего девона и нижележащих отложений, кончая породами тубинской свиты верхнего девона. Наибольшее количество открытых микротрещин сосредоточено в терригенных и карбонатных породах илеморовской (преобладание) и бейской свит. Это позволяет данные свиты рассматривать как зоны наиболее интенсивной трещиноватости.

Среднее значение открытой трещинной пористости для пород илеморовской свиты определяется величиной 31% и для бейской свиты — 42%, * что является максимальными значениями сравнительно с другими горизонтами этого и других районов.

Для пород илеморовской и бейской свит характерны также наибольшие значения и открытой трещинной проницаемости. Так, среднее значение открытой трещинной проницаемости для пород илеморовской свиты 40 мд, бейской — 31 мд. Вверх и вниз по разрезу от данных свит открытая трещинная пористость и проницаемость уменьшаются. Сравнительно со средними значениями открытой проницаемости в органогенных доломитовых известняках Башкирского Приуралья эти значения для указанных свит Южно-Минусинской впадины больше в 3—4 раза, что позволяет рассматривать открытые микротрещины разреза девонских пород этого района как важный фактор при определении коллекторских свойств.

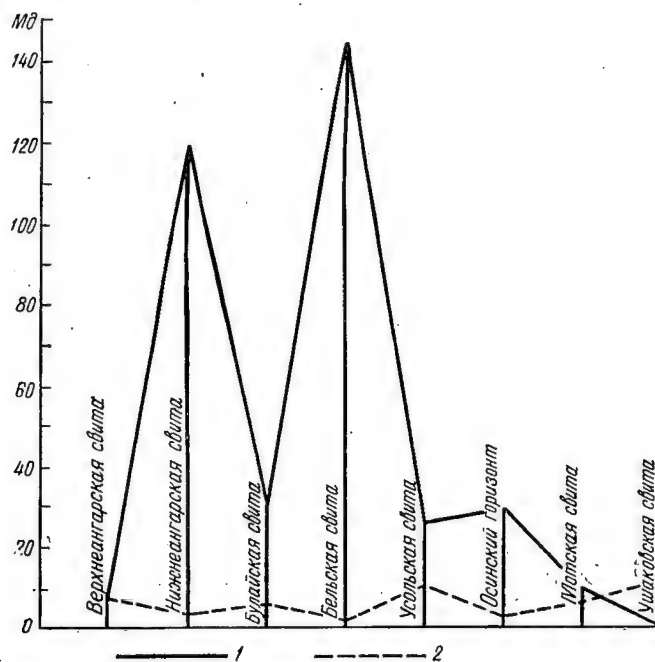
Наибольшую трещиноватость пород илеморовской и бейской свит можно объяснить тем, что данные свиты состоят из неравнозернистых карбонатных и терригенных кремнистых породами, которые оказываются наиболее твердыми, хрупкими и наиболее легко подвергающимися растрескиванию при тектонических деформациях.

Петрографический анализ нижнекембрийских отложений Присаянья (Иркутский район) показывает, что и здесь большая часть пород рассечена микротрещинами, которые распределяются по разрезу неравномерно. Наибольшая микротрещиноватость характерна для пород осинского горизонта, залегающего в основании усольской свиты, а также для пород бельской и ангарской (нижняя часть) свит. Для пород вышеотмеченных свит наблюдаются и наибольшие значения закрытой (трещины, заполненные битумом) трещинной проницаемости. Максимальные значения открытой трещинной проницаемости свойственны породам ушаковской, усольской и ангарской (верхняя часть) свит (фиг. 24).

При сравнительном сопоставлении данных о проницаемости (по шлямбуркам) по Боханскому району по закрытым и открытым микротрещинам можно предположить, что стратиграфические разделы, отвечающие нижней части ангарской свиты, а также мотской и ушаковской свитам, вероятно представляют интерес, как зоны с возможными трещинными коллекторами для нефти и газа. Отсутствие же положительных данных о проницаемости открытых микротрещин, при сравнительно высокой проницаемости закрытых трещин для отдельных горизонтов по усольской и бельской свитам, может служить косвенным признаком наличия благоприятных условий для дренирования нефти в последних.

* В целях избежания дробных чисел эти значения увеличены в 1000 раз.

Если обратиться к анализу микротрещиноватости нижнекембрийских отложений Присаянья по отдельным типам пород (фиг. 25), то можно отметить, что наиболее трещиноватыми являются неравнозернистые доломиты с пятнистой или пятнисто-инкрустационной микротекстурами. В этих типах пород широкое распространение имеют закрытые микро-трещины, выполненные битумом, сильно извилистой, часто зазубренной



Фиг. 24. Средние значения закрытой и открытой проницаемости нижнекембрийских отложений Присаянья (по Л. П. Гмид):

1 — средняя закрытая трещинная проницаемость; 2 — средняя открытая трещинная проницаемость.

формы, напоминающие сутурные линии и проходящие между зернами карбоната вмещающей породы. Для них характерны наибольшие значения закрытой трещинной пористости и проницаемости. Второе место по распространению закрытых трещин, выполненных битумом, занимают песчано-алевритовые породы, третье — неравнозернистые известняки и на последнем месте стоят ангидрито-доломитовые породы.

Открытая микротрещиноватость в породах нижнего кембрия Присаянья распределяется также неравномерно. Наибольшее количество открытых микротрещин наблюдается в мергелях, меньшее — в неравнозернистых известняках и доломитах; следующее место по распространенности открытых микротрещин занимают песчано-алевритовые породы и самое последнее место принадлежит ангидрито-доломитовым породам.

Наибольшую трещиноватость неравнозернистых карбонатных пород, в частности неравнозернистых доломитов, с пятнистой или пятнисто-инкрустационной микротекстурами, можно объяснить наличием в них широко развитых процессов перераспределения, перекристаллизации и уплотнения исходного доломитового вещества в стадию диагенеза,

ний карбонатных частиц и образованию в осадке ослабленных мест, по которым легче происходило растрескивание породы.

Указанные данные позволяют согласиться с предположением Н. М. Страхова (1951, 1954), что своеобразный химизм вод кембрийского бассейна (в частности его высокий щелочный резерв) определил возможность накопления в илах значительных количеств первично осажденного из воды доломита.

Наблюдения над перекристаллизацией в стадию диагенеза показывают, что перекристаллизация вещества разного химического состава протекает с весьма различной интенсивностью, вследствие чего одни составные части осадков приобретают кристаллическую структуру раньше, нежели другие.

Образование сутурных или зазубренных линий (трещин), широко развитых в усольской и ангарской свитах Иркутского амфитеатра и артинских отложениях Башкирского Приуралья, можно связать также с процессами перераспределения, уплотнения и перекристаллизации карбонатного материала в стадию диагенеза. В стадию диагенеза зарождались сутурно-стилолитовые линии в породе, а в стадию тектогенеза они преобразовывались в трещины, по которым происходило проникновение нефти (битума) или минеральных растворов.

VI. ФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ТРЕЩИНОВАТЫХ ПОРОД

Как известно, основными физическими свойствами горной породы, характеризующими ее способность аккумулировать нефть и газ и отдавать их, являются пористость и проницаемость.

Пористость трещиноватой породы возможно подразделить на две составные части: межзернистую и трещинную пористость. Первая характеризует объем пустот между зернами (кристаллами) породы, вторая обуславливается объемом пустот, образованных трещинами.

Как показали данные ряда исследователей, трещинная пористость не играет существенной роли в решении вопроса о емкости трещинных коллекторов и доля ее от межзернистой пористости составляет не более 10%. Это возможно объяснить тем, что согласно многочисленным наблюдениям и анализу фильтрации (С. Пирсон — 1953; Ф. И. Котяхов — 1956, 1957) в трещиноватых породах на значительной глубине (более 1000 м) раскрытие трещин не должно превышать 0,1 мм.

Нетрудно также подсчитать, что образец трещиноватой породы, имеющий форму куба объемом 1000 см³ и секущийся десятью трещинами с раскрытием в 0,1 мм каждая, будет иметь трещинную пористость, равную всего 1%.* Данные исследований петрографической лаборатории ВНИГРИ также показали, что величина трещинной пористости не превышает 0,1%.

Из указанного видно, что изучение пористости трещиноватых пород сводится по существу к изучению пористости обычных нетрещиноватых пород, методика которого уже давно разработана.

* $m = \frac{V_{\Pi}}{V_{\text{обр}}}$, где m — пористость; V_{Π} — объем пустот; $V_{\text{обр}}$ — объем образца.
 $V_{\Pi} = 10 \text{ б} \text{С} = 10 \times 0,01 \times 100 = 10 \text{ см}^3$, где б — раскрытие трещины; С — площадь поверхности трещины.

$$m = \frac{10}{1000} = 0,01 = 1\%.$$

В отличие от трещинной пористости, очень мало влияющей на величину общей пористости породы, трещинная проницаемость фактически определяет величину общей проницаемости, так как перемещение флюидов в трещиноватой породе происходит в основном по трещинам.

Трещины играют решающую роль в процессах фильтрации жидкости и газа в трещинных коллекторах. Это видно из того, что данные породы обычно представлены хрупкими, твердыми литологическими разностями, межзернистая проницаемость которых измеряется тысячными долями миллидарси. Между тем, именно из таких пород на ряде отечественных и зарубежных месторождений получены весьма значительные притоки нефти и газа.

Этот факт не будет удивителен, если учесть формулу Буссинеска для течения жидкости к узкой щели

$$q = \frac{b^3}{12\mu} \cdot \frac{\partial p}{\partial x},$$

где q — расход жидкости на единицу протяженности (ширины) щели;

μ — вязкость жидкости;

$\frac{\partial p}{\partial x}$ — градиент давления.

b — раскрытие трещины.

Пользуясь этой формулой и выражением закона Дарси, найдем

$$Q = \frac{KF}{\mu} \cdot \frac{\partial p}{\partial x},$$

где K — проницаемость породы;

F — площадь поперечного сечения фильтрующей среды;

Q — расход жидкости.

Остальные обозначения — прежние.

Можно найти проницаемость трещины с раскрытием, равным b

$$K_{тр} = 85\,000 \, b^2;$$

$K_{тр}$ — измеряется в дарси;

b — измеряется в мм.

Для того чтобы перейти от проницаемости трещины к проницаемости породы, которую эта трещина сечет, необходимо правую часть этого равенства умножить на трещинную пористость породы (по аналогии с известным соотношением

$$V_{\phi} = V_{ист} m,$$

где V_{ϕ} — скорость фильтрации;

$V_{ист}$ — истинная скорость движения жидкости по поровым каналам;

m — коэффициент пористости фильтрующей среды).

Таким образом, проницаемость трещиноватой породы должна определяться соотношением

$$K = 85\,000 \, b^2 m.$$

Пользуясь этой формулой, легко подсчитать проницаемость вышеописанного кубического образца трещиноватой породы при условии, если все десять трещин пересекают одну пару граней куба, расположен-

ных друг против друга. Величина этой проницаемости оказывается равной 8500 *мд*. *

Отсюда легко заключить, какой большой интерес представляет собой изучение движения газов и жидкостей внутри узких щелей.

Проницаемость обычных нетрещиноватых пород, как известно, определяется только одним путем. Через образец породы пропускается жидкость или газ и с помощью формулы закона Дарси вычисляется проницаемость. Из этой формулы видно, что все свойства фильтрующей среды входят в коэффициент проницаемости *K*. Этим и объясняется единственность опытного пути для определения коэффициента проницаемости. Некоторыми исследователями (Щелкачев В. Н. и др.) были сделаны попытки характеризовать пористую среду, как русло для потока, некоторыми ее параметрами — диаметром зерен, размерами поровых каналов и т. д. Но эти попытки не могут в принципе выйти за рамки решений частных задач, пригодных только лишь для вполне определенного класса пород — хорошо отсортированных, мало сцементированных песчаников.

В отличие от обычных, нетрещиноватых пород, проницаемость породы, разбитой трещинами, однозначно определяют следующие факторы: законы движения флюидов в трещинах, раскрытие трещины, их конфигурация, направление и густота, выражающаяся величиной пористости породы.

В связи с указанным для определения проницаемости трещиноватых пород открываются новые возможности, основанные на применении различных методов изучения трещиноватости, сводящихся в основном к определению раскрытости трещин и их плотности (густоты).

Таким образом, можно заключить, что изучение вопроса о проницаемости трещиноватых пород сводится к решению следующих частных задач.

1. Изучение движений жидкостей и газов внутри узких щелей с целью выяснения возможности применения законов гидродинамики и, в частности, формулы Буссинеска к узким щелям (10—100 μ).

2. Разработка методов определения раскрытия трещин и их плотности (густоты).

3. Выяснение зависимости проницаемости системы трещин от геометрии этой системы.

Е. С. Роммом совместно с Л. П. Гмид (1956) был предложен новый метод определения проницаемости трещиноватых пород, основанный на визуальном исследовании плоскопараллельных шлифов под микроскопом.

Сущность этого метода заключается в использовании формулы проницаемости трещиноватых пород.

$$K = 85\,000 \, b^2 m;$$

$$m = \frac{bl}{S},$$

где *K* — проницаемость, *дарси*;

b — раскрытие трещин, *мм*;

l — длина трещин, *мм*;

S — площадь фильтрующей породы, *мм*².

* $K = 85\,000 \, b^2 m$; $b = 0,1$; $m = 0,01$.

$K = 85\,000 \times 0,1^2 \times 0,01 = 8,5 \, \text{дарси} = 85\,000 \, \text{мд}$.

При этом методе изучения шлифа под микроскопом производятся замеры всех параметров, входящих в эту формулу и по полученным таким образом значениям вычисляется проницаемость.

Отсюда вытекает статистичность этого метода, заключающаяся в необходимости исследования максимально большого количества шлифов изучаемого участка разреза, проницаемость которого должна быть определена.

Предлагаемый метод определения проницаемости трещинных пород, естественно, нуждается в проверке его другим — наиболее надежным и объективным методом определения проницаемости, в частности, методом обработки результатов опробования скважин.

Очевидно, что такая проверка может быть осуществлена только в том случае, если по одной и той же скважине поднят керн из продуктивного горизонта, необходимый для изучения в шлифах под микроскопом, и из этого горизонта получены более или менее значительные притоки нефти (или газа), а также имеются данные по опробованию этой скважины. Эти условия значительно суживают круг скважин, могущих быть использованными для проверки нового метода.

В 1955—1956 гг. таким образом были обработаны данные по скв. 1-Р Быстринской структуры Минусинского района и по скв. 2-Р Осинской структуры Иркутского района.

Данные проверки сведены в табл. 5.

Таблица 5

Значения проницаемости по методу шлифов и промысловым данным

| № скважин | Интервал, м | Количество шлифов | Дебит газа при откры- том забое, м ³ /сутки | Проницае- мость K по методу «шлифов», мд | Проницае- мость K по промысло- вым дан- ным, мд |
|--|-------------------|----------------------------|---|--|---|
| Минусинский р-н, Быстринская пло- щадь, скв. 1-Р | 1844—1881 (37) | 25 (1 шлиф на 1,5 м) | 200 000 | 0,13 | 0,55 |
| Иркутский р-н, Осинская площадь, скв. 2-Р | 1647—1696 (49) | 45 (1 шлиф на 1 м) | 2000 | 0,46 | 1,0 |

Приведенные данные могут свидетельствовать об удовлетворительном их совпадении. Из указанного следует, что в дальнейшем необходимо использовать все возможности для проверки предложенного нового метода определения проницаемости с помощью визуального исследования плоскопараллельных шлифов.

В настоящее время существуют три метода определения проницаемости трещиноватых пород:

- 1) метод обработки промысловых данных;
- 2) метод, основанный на пропуске газа через образец керна;
- 3) новый предложенный Е. С. Роммом и Л. П. Гмид метод исследования плоскопараллельных шлифов под микроскопом.

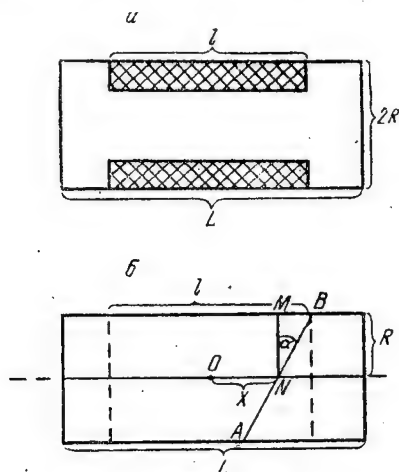
Первый из перечисленных выше методов является безусловно самым объективным, вследствие чего он должен служить основным эталоном для оценки всех возможных методов определения проницаемости.

Что касается двух остальных методов, то возможность их применения нуждается в специальном анализе. Это обусловливается тем, что как метод исследования плоскопараллельных шлифов, так и метод пропускания газа через образец являются методами статистическими, основанными на вероятности обнаружения в образце трещины.

Исследование проницаемости образца при помощи пропускания газа производится в аппарате типа Келтона (1951). Через специальные окошечки на цилиндрической поверхности образца пропускается газ

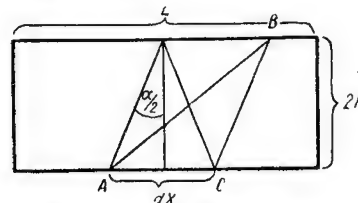
(фиг. 26). Очевидно, что трещина будет обнаружена только в том случае, если она, пересекая образец, попадет в верхнее и нижнее окошечки одновременно.

При исследовании же шлифа под микроскопом трещина будет обнаружена в том случае, когда плоскость шлифа пересекает плоскость трещины (фиг. 27).



Фиг. 26.

а — схема исследования проницаемости трещиноватой породы в аппарате типа Келтона; б — схема определения вероятности обнаружения трещины в образце зерна.
 R — радиус образца; L — его длина;
 l — длина окошечка; AB — плоскость трещины; BC — плоскость шлифа.



Фиг. 27. Схема определения вероятности обнаружения трещин в шлифе.

Более детальный анализ этих двух методов позволяет сделать приближенную оценку вероятностей обнаружения трещины в каждом из них, разумеется, при совершенно одинаковых форме и размере исследуемых образцов. Результаты этого анализа показывают, что если для определения проницаемости в аппарате типа Келтона необходимо иметь весьма высокие цилиндры образцов зерна, то метод исследования шлифов предусматривает использование образцов, имеющих более или менее произвольную форму и небольшие размеры.

Многочисленные определения проницаемости образцов трещиноватых пород на аппарате типа Келтона в лаборатории физики пласта ВНИГРИ показали, что наиболее часто встречаются следующие размеры цилиндров зерна:

$$\left. \begin{array}{l} R = 3 \text{ см} \\ L = 6 \text{ »} \\ l = 3 \text{ »} \end{array} \right\} \text{ В этом случае длина окошечка } (l) \text{ равна } 3 \text{ см.}$$

Можно показать, что в случае определения проницаемости методом пропускания газа через образец, имеющий такие размеры, вероятность обнаружения трещины окажется равной всего лишь 0,12, тогда как метод исследования шлифов даст величину вероятности, равную 0,84.

Таким образом, в семи образцах, исследуемых в шлифах под микроскопом, будут обнаружены трещины, тогда как из этих семи образцов в приборе типа Келтона трещина обнаружится лишь в одном.

Кроме того, необходимо учесть, что при оценке величины вероятности обнаружения трещины в приборе типа Келтона сделанные упрощения заведомо ее увеличивают, тогда как упрощения, допущенные при оценке вероятности пересечения трещины шлифом, наоборот, уменьшают эту величину.

В лаборатории физики пласта ВНИГРИ, как уже указывалось, было произведено большое количество определений проницаемости трещиноватых пород на приборе типа Келтона. Исследованные породы были весьма разнообразны по своему литологическому составу, образцы этих пород были отобраны на различных разведочных площадях Иркутского, Минусинского и Чаршангинского (Узб. ССР) районов. В то же время в петрографической лаборатории ВНИГРИ были подвергнуты исследованию шлифы, изготовленные из тех же образцов пород, отобранных в указанных районах.

Сравнительный анализ результатов, полученных этими двумя методами, показал, что величины проницаемости, определенные по шлифам в десять раз и более, превышают значения проницаемости, найденные с помощью прибора типа Келтона.

К сожалению, сравнить результаты, даваемые при определении проницаемости в приборе типа Келтона, с результатами, получаемыми при обработке промысловых данных, пока не представляется возможным, что объясняется малым количеством образцов, имеющих цилиндрическую форму из продуктивных горизонтов скважин. Но из этих же горизонтов поднимаются обломки керна, количество и величина которых вполне достаточны для изготовления шлифов.

Исходя из этих соображений, был произведен данный выше сравнительный анализ результатов, полученных методами шлифов и обработки промысловых данных.

Таким образом, широко используемый метод определения проницаемости обычных нетрещиноватых пород, основанный на пропускании через образец газа в различного рода приборах, в случае трещиноватых пород может быть использован только при том условии, если длина (высота) цилиндрического образца в несколько раз (4—5) превышает его диаметр. Так как это условие очень резко суживает круг образцов, пригодных к определению проницаемости в приборе типа Келтона, то предложенный Е. С. Роммом и Л. П. Гмид метод изучения плоскостных шлифов может иметь практическое значение, давая возможность получать более надежные результаты по сравнению с методом пропускания газа через образец.

Ранее уже указывалось, что раскрытие трещин, обуславливающих перемещение флюидов в горной породе, колеблется в пределах от 10 до 100 μ . При таких малых раскрытиях трещин возможны отклонения от известных гидродинамических законов. Поэтому при исследованиях движения жидкости внутри узких трещин важно было установить отсутствие или наличие таких отклонений. Исходя из указанного при экспери-

ментальных исследованиях, изучались щели с раскрытием от 10 до 100 μ .

Экспериментальная часть исследований заключалась в том, что при известных параметрах щели (раскрытие, ширина и длина), при определенном градиенте давления и вязкости, а также плотности жидкости, определялся расход жидкости, сравниваемый с расходом, вычисленным по формуле Буссинэка.

При теоретическом исследовании этой задачи рассматривалась лишь область ламинарного движения жидкости в щели, исходя из того, что именно эта область представляет наибольший интерес для большинства случаев движения жидкости в трещиноватых породах.

В отчете Е. С. Ромма (1957) приводятся два уравнения, выражающие движение вязкой несжимаемой жидкости внутри узкой щели.

$$\text{I. } q = \frac{b^3}{12\mu} \cdot \frac{\partial p}{\partial x} \quad (\text{формула Буссинэка}),$$

где q — расход жидкости на единицу ширины щели;

b — раскрытие щели;

μ — вязкость жидкости;

$\frac{\partial p}{\partial x}$ — градиент давления.

$$\text{II. } Re = \frac{6}{\Psi},$$

где Re — число Рейнольдса;

Ψ — коэффициент сопротивления.

Подробное рассмотрение теоретического решения задачи приведено в отчете Е. С. Ромма (1957).

При экспериментальных работах были проведены три серии опытов, заключающиеся в том, что через специальную модель щели пропускались жидкости с различными величинами плотности и вязкости. В качестве рабочих жидкостей употреблялись дистиллированная вода и растворы глицерина в воде с различными концентрациями. Измерялись при этом все параметры процесса — раскрытие щели, ее длина и ширина, вязкость и плотность жидкости, давление на входе и выходе щели и расход жидкости.

Результаты проведенных опытов Е. С. Роммом были обработаны в табличной форме, а затем изображены в виде графиков зависимости, данных в логарифмической шкале:

$$\text{I. } q = f\left(\frac{\partial p}{\partial x}\right);$$

$$\text{II. } \Psi = f(Re).$$

Е. С. Ромм устанавливает, что из рассмотрения составленных им графиков в исследованном диапазоне вязкостей, градиентов давления и раскрытий щелей (трещин) формула Буссинэка и соотношение Re и Ψ хорошо подтверждается экспериментальными данными.

В проведенных экспериментах, исходя из того, что вязкость природных нефтей колеблется от 1 до 3° Е (редко достигая значений 5—10° Е) и учитывая, что 1 $сн$ = 1° Е и 24 $сн$ \approx 3,5° Е (при $P = 1$ г/см³), исследованиями, видимо, были охвачены часто встречающиеся величины вязкости нефти.

В целом, результаты экспериментальных исследований показали, что при изучении движения нефти в трещиноватых породах можно уве-

ренно пользоваться формулой Буссинека и ее важным для практики следствием — соотношением для проницаемости трещиноватой породы

$$K = 85\,000\, b^2 m,$$

если, разумеется, величина раскрытия (b) трещин не менее 10μ .

Этот вывод имеет важное значение для обоснования возможности применения различных методов определения проницаемости трещиноватых пород, при которых замеряются раскрытость и плотность (густота) трещин, как, например, при методе изучения плоскопараллельных шлифов.

VII. ОПЫТ «НАКЛАДКИ» ДАННЫХ ИССЛЕДОВАНИЯ ТРЕЩИНОВАТЫХ ПОРОД

Из приведенных выше данных, касающихся методики изучения макро- и микротрещиноватости горных пород, видно, что у исследователя оказывается в той или иной мере собранный материал, позволяющий составить известное представление о пространственном (площадном) и вертикальном (по стратиграфическому разрезу) распространении трещиноватости, ее характеристик для различных участков структуры и об ориентировочном положении в изученном разрезе зон проницаемых трещиноватых пород.

Получение этих результатов в значительной степени зависит от полноты собранного материала. Сюда относятся следующие основные условия:

1. Исследования производятся на нефтеносной площади (месторождение), находящейся в разработке; нефтяные (газовые) залежи этой площади заведомо приурочены к трещинному типу коллектора.

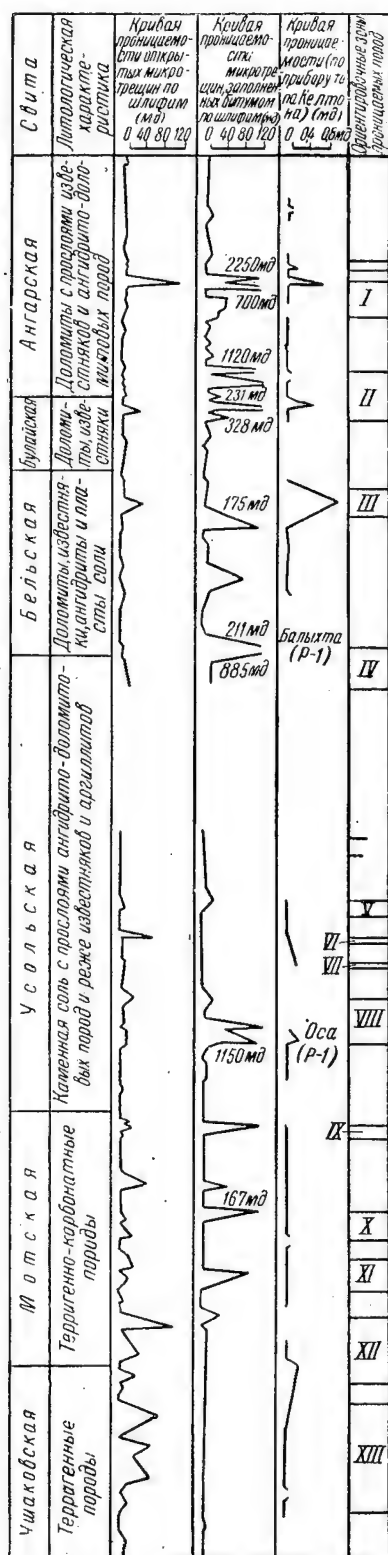
2. Данные характеристики трещинного типа коллектора по нефтеносной площади могут быть интерполированы на смежные вероятно и возможно нефтеносные территории с целью прогнозирования направления поисковых и разведочных работ по открытию залежей нефти и газа, связанных с трещинными коллекторами.

3. Петрографические исследования микротрещиноватости производятся на образцах керна из буровых скважин из тех же нефтеносных (газоносных) пластов, по которым имеются геолого-промысловые данные о пластовых давлениях, дебитах и др.

4. Полевые визуальные исследования макротрещиноватости производятся на ближайших к промышленным площадям разрезах (обнаженных на дневной поверхности) в общих и сходных, как и для керна по обнажениям, литолого-фациальных условиях, что весьма важно для «накладки» данных по микро- и макротрещиноватости.

Опыт исследований показал, что наложение (наложение) полученных данных по макро- и микротрещинам целесообразно производить вначале раздельно по макротрещинам и микротрещинам.

В первом случае при наложении данных по плотности (исчисленной из длины всех трещин в квадрате, поделенной на его площадь) и удельной густоте (исчисленной из количества трещин в квадрате, поделенной на его площадь) на коэффициент «раскрытости» трещин можно составить представление о распределении зон интенсивной трещиноватости соответственно по различным элементам структуры. Здесь необходимо учесть, что накладка указанных данных возможна лишь после приведения слоев и соответствующей ориентировки, а также определения в горизонтальном сечении всей сети трещин.



Указанный этап накладки данных визуальных (полевых) наблюдений дает более или менее приближенное представление о пространственном и вертикальном (по разрезу) распределении макротрещин с их различными характеристиками в различных структурных условиях.

Но этот этап не исчерпывает рассмотрение изучаемой проблемы, так как для определения коллекторских свойств трещиноватых пород в выделенных зонах интенсивной трещиноватости должны быть привлечены данные по микротрещинам (результаты литолого-петрографических и физических исследований), значение которых в установлении трещинного коллектора в данном случае весьма важно.

Рассмотрение данных по микротрещинам ведется по тому же принципу, что и для макротрещин; оно не связано с таким большим объемом статистико-графических исследований, как при обработке данных по макротрещинам.

Опыт этого этапа накладки данных петрографических и физических исследований для разреза трещиноватых пород нижнекембрийских отложений по Боханскому району был, например, произведен В. Н. Калачовой (фиг. 28).

В данном случае сопоставлялись значения проницаемости трещиноватых пород.

Накладка данных проницаемости производилась по результатам исследований в шлифах для открытых и закрытых (заполненных битумом) микро-трещин и по данным определений проницаемости в приборе типа Келтона; здесь также были привлечены данные по удельной плотности трещин в образцах зерна.

По данным накладки в рассматриваемом разрезе было ориентировочно выделено 13 зон пронизаемых трещиноватых пород, для которых отме-

Фиг. 28. Распределение зон трещиноватых пород по разрезу нижнекембрийских отложений (по В. Н. Калачевой). Боханский район Иркутской области.

чаются различные значения проницаемости. Обращает на себя внимание сравнительно большая проницаемость (20—40 мд) трещиноватых пород в терригенном комплексе (ушakovская и мотская свиты), что в некоторых случаях (фиг. 28) согласуется с данными о газопроявлениях в скв. 3-Р и 5-Р на Боханской площади.

Само собой разумеется, что указанные провизорные данные могут быть полезны в практической работе при ориентировке разведочного бурения и опробования скважин.

В методическом отношении приемы накладки данных по этому этапу исследований могут быть различными. В частности, для заведомо нефтеносного района, как, например, по Башкирскому Приуралью, нет нужды привлекать данные по открытым микротрещинам, роль которых здесь ограничена, и, наоборот, на заведомо газоносных площадях открытые микротрещины должны учитываться в первую очередь.

При накладке данных по исследованию микротрещин, поскольку изучение ведется в основном на керновом материале, должны обязательно привлекаться данные промысловой геофизики, без которых накладка не может считаться удовлетворительной. Для целей прогнозирования возможных дебитов нефти (газа), располагая данными о проницаемости трещиноватых пород и давлений (на забое и у контура пласта), можно пользоваться кривыми, предложенными Е. С. Роммом.

Сводная накладка данных по макро- и микротрещиноватости представляет собой сравнительное их сопоставление с соответствующим анализом рассматриваемого материала. В основу этой общей накладки положена следующая вероятная закономерность — зависимость и наличие определенных связей, главным образом в пространственной ориентировке и в относительной густоте и плотности между макро- и микротрещинами. Предполагается, что зонам с относительной интенсивной трещиноватостью, установленным по данным визуальных наблюдений, должны отвечать зоны большей проницаемости по данным исследований микротрещин. Контуры этих зон по структуре и их положение в разрезе могут примерно совпадать.

Достаточным опытом этого последнего этапа исследований мы пока не обладаем, хотя известные попытки в этом направлении были сделаны по районам Присаянья, Южно-Минусинской впадины и Башкирскому Приуралью. Но ввиду малого количества данных результаты этой накладки нельзя пока считать достаточно удовлетворительными.

VIII. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Общие результаты исследований

Объектами исследований по рассматриваемым районам служили макротрещины и микротрещины с целью разработки методики их изучения в связи с задачами выяснения их коллекторских свойств.

По результатам исследования макротрещин в существующую методику статистико-графической обработки замеров трещин внесены некоторые дополнения. Так, доказана необходимость применения метода приведения пласта к горизонту при падении слоев более 10° .

В целях исключения влияния ошибок при механической достройке трещин, по методу графика-квадрата Е. Н. Пермякова, предложена методика, основанная на применении тригонометрических (метод М. Г. Ро-

машовой) и эмпирических (метод Т. В. Дорофеевой) формул (с поправками, предложенными С. Н. Симаковым), что позволяет определить истинное количество всей совокупности трещин на рассматриваемом квадрате. Необходимо заметить, что эти методы нуждаются в дальнейшей разработке.

По данным анализа участковых и сводных роз-диаграмм трещиноватости, также круговых диаграмм трещиноватости, построенным по предлагаемой методике для ряда структур Присаянья, были установлены общие для них простирания основных систем трещиноватости, что может указывать на региональный характер ориентировки трещиноватости, свойственный для платформенных структур.

Такая же общность в простираниях основных систем трещиноватости в юрских отложениях отмечается и для хребта Кугитанг, принадлежащего к складчатой системе юго-западных отрогов Гиссара.

Однако в условиях межгорной Южно-Минусинской впадины указанная закономерность не сохраняется. В различных участках впадины простирания основных систем трещиноватости ориентированы или параллельно, или перпендикулярно к простираниям складок.

Анализ диаграмм-роз трещиноватости и круговых диаграмм выявил также определенные закономерности в ориентировке трещиноватости в рассматриваемых разрезах. Здесь так же, как и в случае с ориентировками трещин относительно простираний структур, в складчатом районе (Кугитанг) отмечается «трансформация» ориентировок основных систем трещиноватости от более древних пород к более молодым и, наоборот, в межгорной впадине (Южно-Минусинская) — различные их ориентировки в разных стратиграфических толщах рассматриваемого разреза.

Не менее интересные данные были получены из рассмотрения указанных диаграмм по вопросу о распределении макротрещиноватости по структуре. Для всех рассматриваемых районов отмечаются частые случаи отклонений от обычных представлений о приуроченности большей трещиноватости к сводам поднятий.

Так, по круговым диаграммам была установлена приуроченность большей степени плотности (интенсивности) трещиноватости в нижнекембрийских доломитах на южном крыле и восточной периклинали Нововоскресенской складки в Присаянье. Зоны наиболее интенсивной трещиноватости девонских пород на Биджинском поднятии в Южной Минусе оказываются также размещенными на крыльях его. Здесь, в Южно-Минусинской впадине, отмечено также возрастание интенсивности трещиноватости с удалением от сводов складок (Илеморовская, Биджинская) в различных литологических разностях (известняки, песчаники).

О приуроченности зон интенсивной трещиноватости к крыльям и периклинали поднятий указывают также характеристики распределения дебитов и пластовых давлений по ряду структур Кинзебулатовского типа Башкирского Приуралья. По этим данным можно заключить, что скважины с максимальными дебитами располагаются на крыльях и периклиналях.

При рассмотрении максимальных значений удельной плотности макротрещин В. Н. Калачевой установлены также отклонения от обычных прямых связей между степенью напряженности тектонических деформаций и интенсивностью трещиноватости. Замечено, что в ряде случаев удельная плотность трещиноватости возрастает, при наличии в разрезе хрупких пород, на пологих и простых по строению структурах и, на-

оборот, — понижается, в случае отсутствия в разрезе хрупких литологических разностей, на сложных по строению поднятиях.

Из анализа полученных данных выяснено также, что трещины, секущие группу пластов, и трещины, секущие только один слой, обладают общими простирациями. Указанная закономерность позволяет те и другие трещины (I и II порядков) рассматривать как трещины тектонического происхождения.

Кроме указанных данных, полученных в результате анализа участковых и сводных роз-диаграмм трещиноватости и имеющих то или иное отношение к вопросу о трещинных коллекторах, эти же диаграммы позволили произвести расчет строения ряда структур, уточнивший простираания осей складок, падения крыльев и амплитуды поднятий.

По результатам петрографических исследований разработана схема классификации микротрещин, в которой последние подразделяются по величине раскрытости, по густоте, по форме, по степени и материалу выполнения, по отношению к структуре и текстуре породы, по возрасту и по происхождению.

По данным минералогического состава, структурно-текстурных особенностей и характеристикам микротрещин, трещиноватые породы изученных разрезов подразделены на восемь петрографических типов, из которых особое значение придается неравнозернистым доломитам с пятнистой и инкрустационной микроструктурами и органогенным доломитовым известнякам, обладающим повышенной проницаемостью.

Все известные типы коллекторов нефти и газа предлагается объединить в 7 групп: нормального типа, кавернозного, трещинного и 4 группы смешанных типов (сочетание трещинного и нормального, трещинного с кавернозным и т. д.).

Трещинный тип коллектора, по признаку его проницаемости, для изученных районов классифицирован, согласно схеме Г. И. Теодоровича, в 5 классов. В соответствии с указанным, трещинные коллектора Башкирского Приуралья отнесены ко II (100—1000 мд) классу (27 %) и III (10—100 мд) классу (54 %), Присаянья ко II классу (8,8 %) и III классу (33 %). К III классу (34 %) отнесены коллектора Южно-Минусинской впадины.

Сравнительный анализ петрографических данных палеозойских пород по каждому из рассматриваемых районов позволил установить определенные соотношения отдельных типов микротрещин. По этим данным в артинских породах Башкирского Приуралья преобладают (>60 %) микротрещины, заполненные битумом (нефтью), в девонских породах Южно-Минусинской впадины > 50 % открытые микротрещины и 15 % «битумных», а в нижнекембрийских породах Присаянья — «битумных» микротрещин 50 %, открытых — 23 % и 20 % микротрещин, заполненных минеральным веществом.

Такие соотношения типов микротрещин указывают, с каким типом из них (по преобладанию) следует считаться при определении их проницаемости методом шлифов.

В распространении микротрещиноватости (их типов), с учетом данных об их проницаемости, среди различных литологических разностей пород установлены следующие закономерности. Так, для артинских отложений Башкирского Приуралья отмечено, что с уменьшением доломитизации породы уменьшается количество «битумных» микротрещин и соответственно уменьшается их проницаемость. Для открытых микротрещин уменьшение средних значений проницаемости следует в обратном напра-

влении от мергелей и известняков к доломитовым, органогенным известнякам.

В девонских породах Южно-Минусинской впадины, в которых преобладают открытые микротрещины, наибольшее количество их приурочено к терригенным и карбонатным породам илеморовской (преобладание) и бейской свит. Проницаемость открытых микротрещин в этих породах достигает 30—40 мд, что превышает в 3—4 раза проницаемость открытых микротрещин в доломитовых известняках Башкирского Приуралья. Указанное позволяет рассматривать открытые микротрещины в девонских породах Южной Минусы как важный фактор при определении их коллекторских свойств.

Для определения проницаемости трещиноватых пород Е. С. Роммом и Л. П. Гмид предложен новый метод, основанный на визуальном изучении пород в плоскопараллельных шлифах под микроскопом, сущность которого заключается в применении формулы проницаемости трещиноватых пород. При этом методе производятся замеры всех параметров (раскрытость трещины, длина ее и площадь шлифа), входящих в эту формулу, и по полученным значениям вычисляется проницаемость.

Результаты проверки нового метода по данным метода обработки промысловых данных на материале газовых скважин в Присаянье и Южно-Минусинской впадине показали удовлетворительное их совпадение.

Произведенный сравнительный анализ метода пропускания газа через образец трещиноватой породы в аппарате типа Келтона и метода шлифов показал преимущество последнего, так как при его применении возможно пользоваться малыми образцами пород. В аппарате же типа Келтона длина образца трещиноватой породы должна превышать его диаметр в несколько раз, что, разумеется, резко суживает его использование.

Теоретические и экспериментальные исследования Е. С. Ромма по изучению законов движения нефти и газа в трещиноватых породах показали, что можно уверенно пользоваться формулой Буссинеска и ее важным для практики следствием — соотношения для проницаемости трещиноватой породы: $K = 85\,000\,b^2m$, если, разумеется, величина раскрытия (b) щели (трещины) не менее 10μ , чем обосновывается применимость метода изучения проницаемости трещиноватых пород в шлифах.

О направлении дальнейших исследований

Первый год исследований по проблеме трещинных коллекторов, разумеется, не мог исчерпать всего комплекса вопросов, связанных с решением этой задачи. Основные затруднения по этой проблеме касаются главным образом методической стороны исследований, к разработке которой, по существу, приходилось приступать впервые. Некоторые вопросы методики исследований, касающиеся статистико-графической обработки данных замеров трещиноватости, определения проницаемости трещиноватых пород, литолого-петрографического анализа и т. п., получили уже на первом этапе работы более или менее удовлетворительное решение.

Однако, несмотря на эти первые результаты исследований, вопросы методов изучения трещиноватых пород в связи с их коллекторскими свойствами должны служить объектом и дальнейших работ. К числу основных вопросов методики изучения трещинных коллекторов как под-

лежащих дальнейшей разработке, так и нуждающихся в организации исследований относятся следующие.

1. Дальнейшая разработка статистико-графических методов обработки замеров макротрещин.
2. Дальнейшая разработка методики накладки данных по макро- и микротрещинам.
3. Продолжение петрографических исследований трещинных пород и трещинных коллекторов на большем количестве литологических разностей и в разных геологических условиях, а также дальнейшая разработка методики исследований.
4. Привлечение к исследованиям трещиноватости и трещинных коллекторов, терригенных комплексов, в первую очередь по нефтяным месторождениям Азербайджана и объединения «Краснодарнефть».
5. Дальнейшая разработка схем классификации макро- и микротрещин и трещинных коллекторов, а также вопросов терминологии.
6. Продолжение исследований фильтрации в трещиноватых породах в связи с их коллекторскими свойствами, для чего начать разработку методики исследования фильтрации жидкости через системы трещин и экспериментальные исследования движения вязкого газа в узкой щели.
7. Дальнейшая проверка метода определения проницаемости в шлифах путем сравнения с данными опробования скважин и поиски новых методов определения проницаемости трещиноватых пород.
8. Более полное и широкое привлечение геологопромысловых данных, в том числе и промысловой геофизики.

ЛИТЕРАТУРА

- Waldschmidt W. A., Fitzgerald P. E. and Lunsford C. L., Classification of porosity and fractures in reservoir rocks., Bull. Amer. Assoc. Petr. Geol., 1956, v. 40, N 5, pp. 953—974.
- Гмид Л. П. Литолого-петрографическое исследование трещиноватых пород девона Южно-Минусинской и Карагандинской впадины. Фонды ВНИГРИ, 1956.
- Гмид Л. П. Литолого-петрографическое исследование трещиноватых пород палеозоя Южно-Минусинской впадины, Иркутского амфитеатра и Башкирского Приуралья и их коллекторские свойства. Фонды ВНИГРИ, 1957.
- Громов В. К. Трещинные коллектора на месторождениях Кинзебулатовского типа Башкирии (опыт методических исследований). Фонды ВНИГРИ, 1957.
- Екимов П. П. и Ромм Е. С. Исследования лаборатории физики пласта ВНИГРИ по изучению проницаемости и пористости трещиноватых пород палеозоя Сибири. Фонды ВНИГРИ, 1956.
- Кириллова И. В. Опыт анализа трещиноватости в слоистых толщах восточного погружения триалетской складчатой области ДАН СССР, нов. сер., т. L, 1945.
- Котяхов Ф. И. Приближенный метод определения запасов нефти в трещиноватых породах. «Нефт. хоз.», № 4, 1956.
- Котяхов Ф. И. Приближенный метод оценки естественной и искусственной трещиноватости пород. «Нефт. хоз.», № 3, 1957.
- Лойцянский Л. Г. Механика жидкости и газа. Государственное издательство технико-теорет. литературы, 1950.
- Новиков А. Л. С. Трещиноватость восточной части Русской платформы. Рефераты научно-исслед. работ за 1944 г. Отд. геолого-географич. наук, изд. АН СССР, 1947.
- Овчинникова А. М. К методике изучения трещиноватости. «Разведка недр», № 4—5, 1938.
- Пермяков Е. Н. Тектоническая трещиноватость Русской платформы, БМОИП, 1949.
- Пермяков Е. Н. Поиски и изучение платформенных структур методами исследования тектонической трещиноватости. БМОИП, отд. геол., 28, № 6, 1953.

Пирсон С. Характеристика трещиноватых коллекторов нефти. Бюлл. амер. ассоц. нефт. геологов, т. 37, № 2, 1953.

Полканов А. А. Метаморфизм горных пород. Л., геол.-разв. комбинат, 1931.

Полканов А. А. Перистые трещины и вопросы минерального парагенезиса и петрологии. Вопросы минер., геохим. и петрогр., изд. АН СССР, 1946.

Пронин А. В. Статистическая обработка в стереографической проекции ориентированных величин. «Сов. геол.», вып. 37, 1949.

Смахов Е. М. Трещиноватые породы, как возможные коллектора нефти и газа и их значение при поисково-разведочных работах в Сибири. «Геология и геохимия». Тр. ВНИГРИ-НТО, 1 (VII), 1957.

Страхов Н. М. Известковые фации современных и древних водоемов. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, сер. геол., (№ 45), вып. 124, 1951.

Страхов Н. М. Общая схема осадкообразования в современных морях и озерах малой минерализации. «Образование осадков в соврем. водоемах». Изд. АН СССР, 1954.

Сухоручкин В. В. Применение полярной сетки при изучении трещинной тектоники. Горный журнал № 10, 1945.

Теодорович Г. И. О коллекторах нефти Ишимбаевско-Стерлитамакского района. Изв. АН СССР, сер., геол., 2, 1943.

*Трещиноватые породы и их коллекторские свойства**В. Н. Калачева***НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ О ТРЕЩИНОВАТЫХ ПОРОДАХ НИЖНЕГО КЕМБРИЯ ИРКУТСКОГО АМФИТЕАТРА И ИХ КОЛЛЕКТОРСКИХ СВОЙСТВАХ****I. ВВЕДЕНИЕ**

Вопрос о наличии трещинных коллекторов нефти и газа в кембрийских отложениях на территории Иркутского амфитеатра был поставлен в самые последние годы.

Так, в 1954 г. на Осинской площади в скв. 1-Р был получен приток нефти из осинского горизонта усольской свиты нижнего кембрия ($См_1$) и на Балыхтинской площади из нижней части бельской свиты ($См_1$) получен приток газа. В обоих случаях вмещающими нефть и газ породами оказались плотные карбонатные породы. Открытая пористость этих пород не превышает 10—13%, а проницаемость измеряется десятными долями миллидарси.

Низкие значения пористости и особенно проницаемости карбонатных пород, с которыми связаны газо- и нефтепроявления, обязаны, по-видимому, трещиноватости и кавернозности пород.

Изучением трещиноватости для выяснения тектонических явлений на Русской платформе ранее занимались Е. Н. Пермяков (1949), А. С. Новикова (1954) и др. На территории Сибирской платформы (Иркутский амфитеатр) трещиноватость пород изучали В. Н. Данилович (1953) и Г. В. Чарушин (1957).

Вопрос изучения трещиноватости пород, как показателя коллекторских свойств, частично затрагивался лишь некоторыми исследователями (Ф. И. Котяхов, П. Б. Авдусин и др.). Этой проблемой впервые начала заниматься группа специалистов ВНИГРИ под руководством Е. М. Смехова с 1955 г. На территории Иркутского амфитеатра изучение трещинных коллекторов начато автором с 1956 г.

В данной работе излагаются некоторые результаты исследования трещиноватых пород нижнего кембрия Иркутского амфитеатра, полученные в 1956—1957 гг.

Объектом изучения служили нижнекембрийские породы, обнаженные на Введенской и Боханской структурах, и керновый материал по Боханской разведочной площади (из глубоких скважин), а также на Нововоскресенской площади из ангарской свиты (по колонковым скважинам).

В процессе полевых исследований на указанных площадях произведено около 8500 замеров тектонических трещин и изучена микротрещиноватость (в шлифах) по керну Боханской площади в количестве 1000 образцов.

II. МЕТОДИКА РАБОТ

Методика работ по изучению трещинных коллекторов нефти и газа только еще разрабатывается. Эта задача разрешается главным образом партией под руководством Е. М. Смехова. Но с отдельными вопросами методики, поисками наиболее эффективных методов обработки материала, попытками найти метод выражения количественной характеристики трещиноватости по керну и другими задачами пришлось столкнуться и автору. Поэтому ниже приводятся некоторые соображения методического характера.

На первом этапе работ исследования производились по двум направлениям:

1. Изучение характера трещиноватости пород по естественным обнажениям проводилось по методике, выработанной Е. Н. Пермиковым (1953). Здесь производились массовые замеры элементов залегания трещин и их статистическая обработка, с помощью чего устанавливалась взаимосвязь трещиноватости с тектоникой района, литологическим составом и мощностью пластов.

2. Отбор керна, фиксирование в нем трещин, определение (в камеральных условиях) трещинной проницаемости лабораторным путем и при помощи шлифов по методу Е. С. Ромма и Л. П. Гмид (1957).

При полевых исследованиях мы пользовались общепринятой терминологией для трещин, употребляемой и руководителем общей проблемы по трещинным коллекторам Е. М. Смеховым.

Наблюдения производились в естественных обнажениях над тектоническими трещинами, трещинами по слоистости и «волосной» трещиноватостью.

О трещинах, наблюдающихся только в пределах одного пласта

В поле нами была выделена из числа перечисленных еще одна группа трещин. Так, общепринято считать, что тектоническими трещинами являются трещины, секущие все слои горных пород, обладающие большой выдержанностью в ориентировке как по простиранию, так и по падению и развивающиеся по единому плану в различных по составу породах.

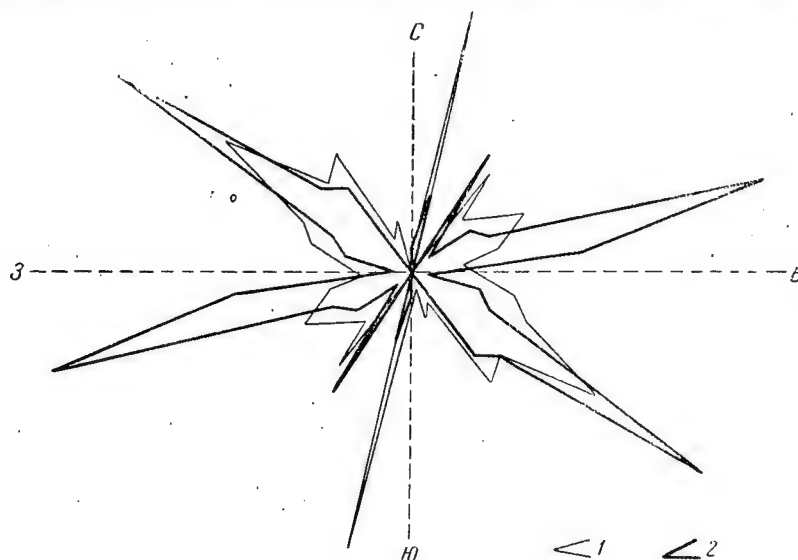
Но нами также было обращено внимание на иную категорию трещин, широко распространенную в слоистых карбонатных породах и реже в сильно известковистых песчаниках. Они так же, как и тектонические трещины, направлены под прямым или близким к прямому углом к слою. Эти трещины секут пласты мощностью от 0,5 м и меньше. Особенно хорошо развиты они в тонкослоистых породах, где отдельные слои имеют мощность 5—10 см.

Такие трещины подробно описаны А. С. Новиковой (1951). Ею подчеркнута и зависимость частоты трещин от мощности, которая нами также наблюдалась в поле. Так, при мощности слоя в 0,4—0,5 м расстояние между трещинами наблюдается в пределах от 0,3 до 0,4 м; при мощности слоя 0,15—0,20 м расстояние между трещинами колеблется в пределах 0,15—0,12 м. Очень часто встречаются такие случаи в плитчатых породах, когда трещины захватывают два или три слоя, если общая их мощность не превышает 0,2—0,5 м. Такие трещины А. С. Новикова (1951), А. Е. Михайлов (1956) и другие авторы называют первичными или диаге-

нетическими. Белоусов В. В. (1952) считает происхождение их тектоническим.

Нами, наряду с изучением заведомо тектонических трещин, производились замеры и вышеупомянутых трещин. При массовых замерах и подсчетах оказалось, что простирание последних следует простиранию тектонических трещин, что явно указывает на связь их с тектоникой (фиг. 1).

Поэтому для отличия трещин большой протяженности, секущих пласты на всю мощность обнажения, от пластовых трещин имеющих небольшую протяженность по вертикали, первые названы нами трещинами



Фиг. 1. Участковые диаграммы-розы трещин I и II порядка. Введенская антиклиналь, участок IV.

1 — I порядка (583 измерения, обн. №№ 18, 18а, 18б, 19, 20); 2 — II порядка (360 измерений, обн. №№ 18, 19, 27, 28).

I порядка, вторые — трещинами II порядка, считая, что происхождение их одинаково связано с тектоникой; отличаются они только по масштабу и вторые (их густота) зависят также, по-видимому, от литологических свойств пород.

Изучение трещин II порядка показало, что для полноты данных о тектонике района в тех участках, где обнаженность плохая и замеров по трещинам I порядка недостаточно, вполне можно брать данные по трещинам II порядка. Изучение связи густоты трещиноватости II порядка с литологическими данными позволит, возможно, проводить аналогию с характером трещиноватости в аналогичных разностях, встречающихся на глубине, в скважинах.

«Волосные» трещины и микротрещины

«Волосная» трещиноватость, развитая в породах, в виде неправильной сетки (как в плане, так и по вертикали), хорошо видна при внимательном осмотре невооруженным глазом или под лупой. При наблюдениях

в поле нами было отмечено, что такого рода трещиноватость присуща только карбонатным породам; в песчаниках она нами не наблюдалась. В последних наблюдаются трещины по отдельностям в виде крупной неправильной сетки.

При изучении пород в шлифах под микроскопом наблюдается мелкая трещиноватость, в виде неправильной сетки как в карбонатных, так и в терригенных породах.

По-видимому, эти трещины мы не можем наблюдать в поле, даже под лупой. Но наряду с этими трещинами в шлифы попадают волосные и тектонические трещины. Необходимо установить связь их с микротрещинами, относительный возраст, роль их в проницаемости пород и примерное соотношение с микротрещинами. Решение этих вопросов позволит определить значение и необходимость полевых наблюдений над «волосной» трещиноватостью, подсчете ее удельной плотности и другие данные.

Методика обработки материала

Обработка всего полученного материала по трещиноватости велась следующим образом:

а) для сравнения характера трещиноватости в различных участках структуры и для выяснения положения трещин по отношению к пласту производилось «приведение» пласта к горизонтальному положению и соответственное изменение залегания трещин по методу И. В. Кириловой (1945);

б) внесение исправленных замеров в таблицу и определение средних значений азимутов простираения по интервалам;

в) внесение поправки ошибок за счет влияния ориентировки обнажений — построение «графиков-квадратов»;

г) занесение исправленных замеров после 2-й операции в таблицы;

д) построение диаграмм-роз отдельных обнажений и участков диаграмм-роз;

е) построение сводных диаграмм-роз отдельно по трещинам I и II порядка;

ж) расчет структуры по методу Е. Н. Пермякова;

з) определение удельной плотности тектонических трещин (из графика-квадрата по формуле $q = \frac{l}{S}$, где l — длина всех трещин, S — площадь);

и) определение удельной плотности волосных трещин (курвиметром на произвольно выбранных площадках в 100 см^2).

В результате статистической обработки материала были выявлены некоторые данные, позволяющие упростить обработку материала или изменить методику обработки.

1. В итоге камеральных работ установлено, что «приведение» пласта к горизонтальному положению необходимо производить для пластов с углами падения, превышающими 5° . Для меньших углов «приведение» к горизонту можно не производить, так как азимуты простираения и падения трещин изменяются не больше чем на $1-3^\circ$, т. е. не выходят за пределы 10-градусных интервалов. Углы падения трещин при этом также изменяются незначительно, не меняя характера круговой диаграммы.

2. В камеральный период нами были построены квадраты-диаграммы по отдельным обнажениям и слоям для внесения поправки за счет влияния ориентировки обнажения и для выявления истинной плотности и густоты трещин на стандартную площадку. Построения производились по методу Е. Н. Пермякова, т. е. одна сторона квадрата являлась длиной обнажения в соответственном масштабе; ориентировкой этой стороны служила ориентировка обнажения.

В процессе работы для удобства построений В. К. Грозовым было предложено ориентировать квадраты-диаграммы все на север с тем, чтобы внутри квадрата отрезок прямой, проведенной из угла квадрата, отвечал бы длине и ориентировке обнажения, через который и проводятся все замеры простираний трещин, а затем продолжают до стенок квадрата. Такие квадраты-диаграммы, во-первых, проще строить; во-вторых, они более наглядно показывают расположение трещин по отношению к северу.

Т. В. Дорофеева при исследованиях в Южно-Минусинской впадине предложила строить графики-квадраты, ориентированные по падению пород; последние также имеют преимущество в том, что в каждой отдельной точке структуры такой график-квадрат указывает на соотношение систем трещин с элементами залегания пород.

Возникла необходимость проверить, какой из графиков-квадратов наиболее отражает действительность, сравнить результаты, полученные тремя способами. Нами была проделана такая работа по профилю через Введенское поднятие (обн. 18, 19, 20, 21, 22, 23, 24, 27, 30, 31, 32, 33 и др.); всего было построено по I порядку 36 и по II порядку 27 графиков-квадратов.

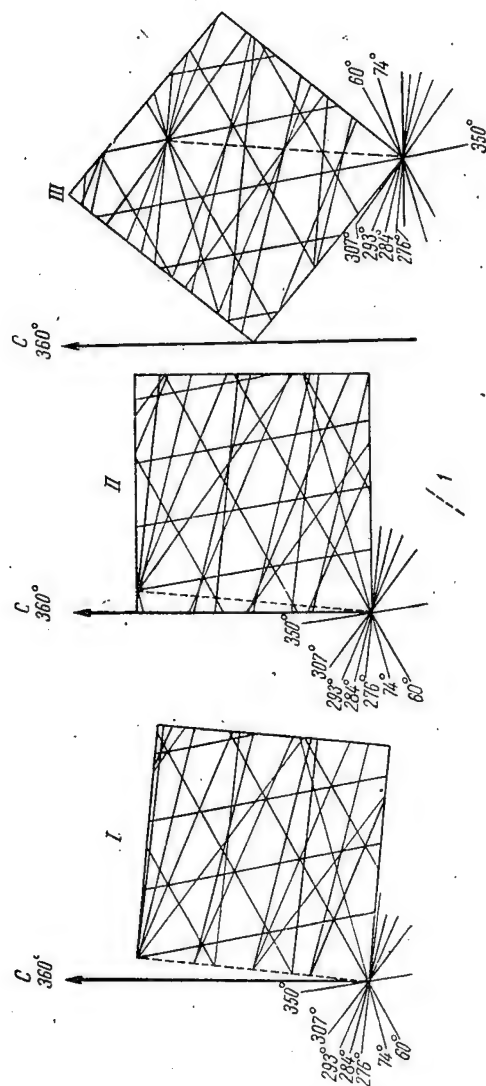
Оказалось, что результаты по всем трем квадратам почти не отличаются как по количеству трещин, так и по сумме длин всех трещин, заключенных в квадратах (фиг. 2).

Удельная плотность и удельная густота, вычисленные по трем квадратам для одного и того же обнажения или слоя, совпадают (табл. 1).

Таким образом оказалось, что можно пользоваться любым из трех графиков-квадратов, однако предпочтение, видимо, нужно отдать последним двум методам, так как в первом графике стороной квадрата служит случайная величина — ориентировка обнажения. III график-квадрат наиболее выгодно применять при обработке данных по отдельной локальной структуре с четко выраженными углами на каждом участке.

При обработке материала по одной линии, как например, по какому-нибудь геологическому профилю (например, профиль через Введенскую структуру) выгоднее применять график-квадрат, ориентированный на север. Таким графиком-квадратом мы пользовались при обработке данных по Боханской структуре, так как здесь не на всех обнажениях получаются истинные элементы залегания пород, иногда они затупевываются местными микроскладками, дающими резкие, часто противоположные общему наклону слоев элементы залегания.

3. При массовом построении графиков-квадратов выяснилось, что количество достраиваемых замеров путем построения квадратов зависит от угла между ориентировкой обнажения и простиранием трещин: чем меньше угол, тем больше дополнительных трещин получается при построении с весьма малыми расстояниями между трещинами, зафиксированными в дневнике, на графике они уменьшаются в 2—4 раза.



I. Сторона квадрата направлена по ориентировке обнажения

| Азимут простира- ния трещин | Количество трещин | | Суммарная длина тре- щин дан- ного про- стирания |
|-----------------------------------|----------------------------------|---------------------------|--|
| | замерен- ных в об- нажении | полученных по квадрату | |
| 276 | 3 | 3 | 29,9 |
| 284 | 4 | 4 | 40,6 |
| 293 | 4 | 5 | 40,8 |
| 307 | 2 | 3 | 23,1 |
| 350 | 1 | 4 | 32,4 |
| 60 | 3 | 4 | 36,3 |
| 74 | 1 | 1 | 10,6 |
| Сумма | 18 | 24 | 218,6 |

II. Сторона квадрата направлена на север

| Азимут простира- ния трещин | Количество трещин | | Суммарная длина тре- щин дан- ного про- стирания |
|-----------------------------------|----------------------------------|--------------------------------|--|
| | замерен- ных в об- нажении | получен- ных по квадрату | |
| 276 | 3 | 3 | 29,2 |
| 284 | 4 | 4 | 40,1 |
| 293 | 4 | 5 | 41,6 |
| 307 | 2 | 3 | 23,0 |
| 350 | 1 | 4 | 33,6 |
| 60 | 3 | 4 | 35,0 |
| 74 | 1 | 2 | 11,3 |
| Сумма | 18 | 25 | 214,3 |

III. Сторона квадрата направлена по азимуту
падения пород

| Азимут простира- ния трещин | Количество трещин | | Суммарная длина тре- щин дан- ного про- стирания |
|-----------------------------------|----------------------------------|--------------------------------|--|
| | замерен- ных в об- нажении | получен- ных по квадрату | |
| 276 | 3 | 3 | 27,6 |
| 284 | 4 | 5 | 39,6 |
| 293 | 4 | 5 | 42,1 |
| 307 | 2 | 2 | 20,0 |
| 350 | 1 | 5 | 38,9 |
| 60 | 3 | 4 | 35,7 |
| 74 | 1 | 1 | 9,8 |
| Сумма | 18 | 24 | 213,7 |

Фиг. 2. Сопоставление диаграмм — «квадратов», построенных разными методами.
Обв. 186. Трещины I порядка. Падение пород $40^\circ \angle 35^\circ$, $l=10$ м. Экспозиция 185° .
 l — экспозиция обнажения и его длина в масштабе.

Таблица 1

Удельная плотность и удельная густота по Введенскому району

| № обнажений | Плотность на 1 м ² по квадратам | | | Число трещин на 1 м ² | | | Сумма длин трещин в квадрате, м | | | Число замесов, сделанных в поле | Число трещин на квадрат | | |
|-------------|--|------|------|----------------------------------|------|------|---------------------------------|--------|--------|---------------------------------|-------------------------|-----|-----|
| | | | III | I | II | III | I | II | III | | I | II | III |
| 18а | 1,13 | 1,06 | 0,95 | 0,62 | 0,62 | 0,6 | 452,8 | 424,7 | 383,6 | 16 | 25 | 25 | 24 |
| 18б | 1) 2,19 | 2,14 | 2,14 | 0,24 | 0,25 | 0,24 | 218,6 | 214,1 | 213,7 | 18 | 24 | 25 | 24 |
| | 2) 2,37 | 2,44 | 2,45 | 0,28 | 0,29 | 0,29 | 237,0 | 243,8 | 245,7 | 21 | 28 | 29 | 29 |
| 19 | 2,5 | 2,48 | 2,45 | 0,23 | 0,24 | 0,24 | 257,2 | 277,2 | 234,5 | 25 | 38 | 34 | 34 |
| 20 | 2,09 | 2,11 | 2,06 | 0,12 | 0,14 | 0,14 | 678,4 | 684,6 | 667,9 | 30 | 40 | 45 | 45 |
| 21 | 6,68 | 6,1 | 5,88 | 0,36 | 0,39 | 0,39 | 2673,6 | 2439,5 | 2349,2 | 54 | 144 | 157 | 156 |
| 22 | 6,73 | 6,4 | 6,12 | 0,73 | 0,89 | 0,85 | 544,9 | 518,4 | 495,4 | 31 | 59 | 72 | 69 |
| 23—23а | 2,73 | 2,7 | 2,75 | 0,18 | 0,17 | 0,18 | 982,8 | 970,5 | 989,2 | 34 | 58 | 56 | 59 |
| 33 | 6,21 | 4,61 | 4,38 | 0,35 | 0,32 | 0,35 | 2236,2 | 1617,5 | 1577,9 | 27 | 116 | 105 | 114 |
| 32 | 0,84 | 0,81 | 0,92 | 0,08 | 0,09 | 0,1 | 168,0 | 162,8 | 182,1 | 7 | 8 | 9 | 10 |
| 30 | 3,31 | 3,13 | 3,19 | 0,43 | 0,40 | 0,41 | 596,4 | 563,9 | 574,8 | 19 | 35 | 32 | 33 |
| 31 | 2,48 | 2,45 | 2,35 | 0,25 | 0,26 | 0,24 | 594,9 | 588,9 | 564,3 | 13 | 36 | 37 | 35 |
| 24 | 2,72 | 3,24 | 3,26 | 0,41 | 0,46 | 0,47 | 219,92 | 262,3 | 264,2 | 21 | 33 | 37 | 38 |

Примечание. I — график-квадрат со стороной, соответствующей длине и ориентировке обнажения; II — график-квадрат со стороной, ориентированной на север; III — график-квадрат со стороной, ориентированной по падению пород.

При изучении фактического материала оказывается, что такие искажения получаются в основном при угле между экспозицией и простиранием трещин, меньшим 15°. В таких случаях нам приходилось уменьшать количество трещин, согласно расстояния между ними по записям в дневниках.

4. Для Введенской площади по графикам-квадратам были вычислены удельная плотность на 1 м² (длина всех трещин в пределах квадрата, поделенная на площадь квадрата) и удельная густота на 1 м² (количество трещин в пределах квадрата, поделенное на площадь). Часть этих данных помещена на приведенной нами таблице (см. табл. 1). При сравнении удельной плотности и удельной густоты по одному и тому же квадрату оказалось, что цифры не пропорциональны друг другу; например, удельная плотность в обн. 21—6,68, удельная густота 0,36; в обн. 18а удельная плотность меньше 1,13. Казалось бы, пропорционально должна уменьшаться и густота, но при вычислениях получается, что густота, наоборот, больше, чем в обн. 21, — именно 0,62 (см. табл. 1).

При подробном анализе данных удельной плотности и удельной густоты оказалось, что удельная густота, полученная путем деления количества трещин на площадь, является нереальной. Это получается потому, что при делении количества трещин на площадь получается часть трещин, приходящаяся на 1 м². Но все дело в том, что трещины не имеют своей длины по простиранию, на каком бы участке мы ее не увидели; в обнажении площадью в 100 м² или 1 м² она и там и здесь будет фигурировать как одна трещина, а не какая-нибудь ее часть. При простом же делении количество трещин на площадь получается, что удельная густота не столько зависит от количества их в квадрате, сколько от длины обнажения, к тому же взятой в квадрате (площадь).

Возьмем такой пример: удельная густота, вычисленная по квадрату, — 0,5. Это значит, что на площади в 2 м^2 проходит 1 трещина, т. е. расстояние между трещинами — 2 м (будем для простоты оперировать с одной системой).

Если взять обнажение длиной в 50 м, с таким же расстоянием трещин (будем считать, что трещины перпендикулярны ориентировке обнажения), на 50 м длины этих трещин будет 25, а удельная густота должна быть та же, но мы делим 25 на 50×50 (площадь) и получим 0,01. Если взять длину обнажения 100 м с такой же частотой трещин, то удельная густота получится равной уже 0,005. Таким образом, густота трещин здесь является функцией главным образом только длины обнажения, взятой в квадрате.

Поэтому пользоваться удельной густотой, вычисленной таким способом, нельзя; для сравнения густоты трещин по площади структуры нужно пользоваться или удельной плотностью, или вычислять удельную густоту графически. В графике-квадрате по всем четырем углам и в центре очерчиваются квадраты площадью в 1 м^2 (в масштабе), затем вычисляется количество трещин по каждому и берется среднее их значение.

5. При отборе и описании керна по Боханской и Ново-Воскресенской площади производилась зарисовка керна с трещинами, замерялись ширина трещин, характер заполнения их, угол между пересекающимися трещинами и угол наклона их к напластованию.

Для того чтобы была возможность сравнивать степень трещиноватости пород по разрезу скважины и по отдельным горизонтам в нескольких скважинах, нами высчитывалась удельная плотность трещин по керну. Это осуществлялось следующим образом: в поперечном сечении керна замерялась общая длина всех трещин (в см) и делилась на площадь этого сечения. Вычисленная таким путем удельная плотность дает возможность до некоторой степени сравнивать степень трещиноватости пород отдельных слоев и горизонтов по керну.

Этот метод определения количественной стороны трещиноватости пород удобен тем, что данные по удельной плотности быстро вычисляются. Сразу же после описания керна можно вычерчивать кривую плотности, на которой выявляются, правда ориентировочно, зоны повышенной трещиноватости.

Следует учесть, что при этом методе включаются все трещины, которые мы изучаем (волосные, трещины II порядка и реже трещины I порядка). Трещины I и II порядка в керне можно отличить от волосных прямой плоскостью сечения, угол пересечения таких трещин с плоскостью наложения близок к прямому; пересекаются они под определенным углом друг к другу. Одни из них не выходят за пределы одного прослоя (трещины II порядка), другие прослеживаются иногда до 2 м и более по разрезу керна, как, например, в скв. 31-К в породах булайской свиты (трещины I порядка).

В дальнейшем нужно разграничивать эти данные. Конечно, много сказать нельзя о тектонических трещинах по керну, но характеризовать степень и характер их заполнения, измерить точную ширину трещин, прослеживаемую длину по керну, угол к напластованию, углы между трещинами различной системы, — вполне возможно.

По керну также изучается характер микротрещин, рассчитываются данные о проницаемости в шлифах под микроскопом, о чем будет сказано ниже.

III. КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИССЛЕДУЕМЫХ ПЛОЩАДЕЙ

Исследуемая территория представляет собой южную окраину Сибирской платформы с пологим погружением кембрийских пород в северном и северо-восточном направлении, на фоне которого располагаются локальные поднятия.

Введенская структура располагается на стыке Сибирской платформы и складчатой зоны Восточных Саян. Близость складчатой зоны сильно сказывается на строении складки. Это довольно резко выраженная складка, вытянутая в северо-западном направлении, параллельном Восточно-Саянской складчатой зоне.

Складка асимметричного строения: на юго-западном крыле углы падения пород не превышают $5-10^\circ$, тогда как на северо-восточном достигают $30-50^\circ$, иногда даже $40-50^\circ$. Ядро складки сложено породами мотской свиты, крутое крыло — отложениями введенской свиты нижнего кембрия; пологое крыло — верхней переходной пачкой мотской свиты. Амплитуда складки примерно 400 м. Размеры ее 20×7 км. Непосредственно к юго-западу от Введенской структуры располагается небольшое Мотское поднятие, часть которого захвачена нашими исследованиями.

Боханская структура удалена от Введенской на 150 км к северу, т. е. вглубь платформы, и поэтому она имеет черты строения уже платформенной структуры; по данным крелиусного разведочного бурения, это пологое, почти куполовидное поднятие с амплитудой подъема слоев по верхним горизонтам ангарской свиты 65—70 м. Площадь ее не превышает 60 км². С глубиной структура становится более крутой, и амплитуда слоев по трилобитовому горизонту ангарской свиты достигает 100 м.

В 1956 г. А. И. Левиным уточнено строение структуры по данным 5 глубоких скважин. По его данным Боханское поднятие в кровле нижнеангарской подсвиты представляет собой короткую брахиантиклиналь, вытянутую в северо-западном направлении, размеры ее 12×8 км. По указанным данным скв. 1-Р расположена на ядре складки. По более глубоким горизонтам, особенно по подсоевым отложениям, структура становится более пологой (амплитуда не превышает 10—15 м). Ядро складки в этих отложениях смещается на юго-восток, к скв. 1-Р (см. фиг. 11, 12).

Разрез нижнекембрийских пород в направлении от Введенского поднятия к Боханскому, т. е. вглубь платформы, также меняется. Так, на юго-западной окраине платформы (р. Иркут, сс. Моты — Введенское) кембрийские отложения залегают на олхинской свите, представленной обломочными и карбонатными породами; возраст олхинской свиты предполагается верхнепротерозойским.

Выше залегают терригенные породы мотской свиты нижнего кембрия (красноцветные песчаники с прослоями аргиллитов и конгломератов). В верхней части выделяется переходная пачка мощностью 35—40 м; в ней, наряду с терригенными породами, появляются прослой доломитов. Общая мощность мотской свиты по р. Иркуту 240 м.

Выше, согласно на ней, залегает серая карбонатная толща мощностью до 500 м — введенская свита.

Более молодые отложения нижнего кембрия на этой территории отсутствуют. В направлении на север и северо-восток отложения погружаются на глубину, перекрываясь все более молодыми. На Боханской

площади на дневную поверхность выходят породы самой верхней части разреза нижнего кембрия — ангарская свита, а на водоразделах — красноцветные породы $См_3$.

Глубокими скважинами на Боханской разведочной площади вскрыт последовательный разрез нижнего кембрия, мощностью в 2600 м, представленный различными свитами, согласно залегающими друг на друге.

Разрез нижнего кембрия сверху вниз (по стратиграфической схеме ВСНГ):

- 1) ангарская свита — 350 м — переслаивание доломитов, известняков, гипса, ангидрита;
- 2) булайская свита — 150 м — массивные темно-серые доломиты;
- 3) бельская свита — 370 м — переслаивание известняков, доломитов, ангидрито-доломитовых пород;
- 4) соленосная толща (усольская свита).

Усольская свита — чередование пачек каменной соли с пачками доломита, с преобладанием первой. Мощность 880 м. В нижней части в 120 м выше подошвы в усольской свите выделяется пачка темных доломитов — «осинский горизонт»; на Осинской площади из этого горизонта при испытании получена нефть;

5) мотская свита — толща переслаивания красноцветных мергелей, песчаников серых и розовых аргиллитов и доломитов. Мощность ее по сравнению с Введенским участком возрастает до 420—425 м;

6) ушаковская свита — переслаивание песчаников серых, зеленовато-серых, розовых, серых аргиллитов. Видимая мощность 475 м. Эта часть разреза терригенного комплекса названа ушаковской свитой условно по сопоставлению с разрезами юго-восточных прибайкальских районов, где развита ушаковская свита и ниже — трехчленный байкальский комплекс, отсутствующие на юго-западе, в Присяянье.

З. А. Кондратьева (1956) высказала мнение о том, что эта песчаниковая толща имеет более древний возраст, чем ушаковская свита р. Ушаковки, и выделила эту свиту под названием «тыретской».

В отношении сопоставления разрезов р. Иркут с платформенными разрезами выше мотской свиты в настоящее время также нет единого мнения.

Некоторые исследователи считают, что введенская и усольская свиты являются одновозрастными, но представлены в различных фациях. И. Н. Сулимов (1957) высказывает мнение, что введенскую свиту нужно сопоставлять со всем надсолевым карбонатным комплексом, развитым на юге Сибирской платформы (бельская, булайская и ангарская свиты).

М. И. Ефимов (1956) по сопоставлению каротажных диаграмм различных участков усольской и вышележащей бельской свит пришел к выводу, что сокращение мощности усольской свиты по направлению на юго-запад происходит за счет трансгрессивного налегания на нее вышележащей бельской свиты (1956). Вполне возможно, что введенскую свиту всю полностью или какую-то верхнюю часть ее нужно сопоставить с бельской свитой.

IV. РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ТРЕЩИНОВАТОСТИ ПОРОД НА ЛОКАЛЬНЫХ СТРУКТУРАХ

В итоге довольно громоздкой статистической обработки данных по трещиноватости пород $См_1$ на площадях Введенской и Боханской структур построены участковые и сводные диаграммы-розы трещин, карты распределения трещин в пределах каждой структуры.

Введенская структура (фиг. 4—9)

По Введенской структуре наиболее хорошо изучена трещиноватость по правому берегу р. Иркут, где хорошо обнажены породы как мотской, так и введенской свит (фиг. 3, 4). Всего по Введенской структуре обработано 2110 замеров трещин I порядка и 2294 замера трещин II порядка. Из анализа участковых и сводных диаграмм-роз (фиг. 5, 6, 7) можно сделать вывод о том, что на всей площади в основном преобладают две системы трещин, расположенные друг к другу под острым углом от 40 до 70° северо-западного и северо-восточного простирания, причем соотношение их на крыльевых частях и в центре структуры отличаются. Так, если на крыльях структуры розы-трещины сильно асимметричны, преобладающее значение приобретают трещины простирания близкого к меридиональному, а системы широтного простирания имеют подчиненное значение; в ядре же структуры и на периклиналях ее преобладают системы трещин, близкие к широтному простиранию, или же диаграммы-розы становятся симметричными с равномерным распределением обеих систем (фиг. 8, уч. 1).

Для площади Введенской структуры нами построена карта (фиг. 9) распределения удельной плотности тектонических трещин (длина всех трещин, приходящаяся на 1 м² пласта).

Наибольшая плотность трещин на площади Введенской структуры наблюдается:

- 1) на участке свода структуры (обн. 21, 22 — песчаники мотской свиты);
- 2) на северо-западной периклинали (обн. 36 — доломиты введенской свиты);
- 3) на синклинальном перегибе между Введенской структурой и более южной Мотской структурой (обн. 24, 17, 16 — песчаники и доломиты переходной пачки);
- 4) по р. Олке у Большого Луга в своде структуры (обн. 43, 44 — песчаники мотской свиты).

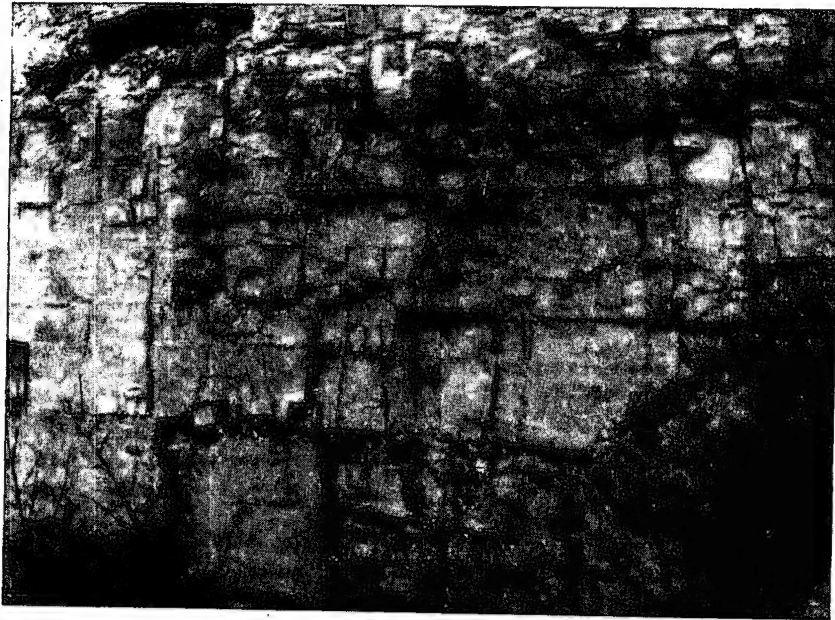
Участки наибольшей плотности трещин на площади структуры приурочены к различным по литологии и возрасту породам и поэтому нельзя утверждать, что они связаны только с литологическими особенностями пород. По-видимому, это связано с тектоническими условиями — действительно все участки наибольшей плотности трещин приходятся на места, где происходит перегиб слоев и смена одного падения на другое. В этих местах в процессе роста структуры наблюдались наибольшие напряжения, естественно предположить, что они растрескивались сильнее.

Боханская структура

По Боханской структуре обработано 5672 замера трещин I порядка и 1766 замеров — II порядка. К сожалению, участки сбора замеров по площади структуры распределены неравномерно. Обнажения сосредоточены в основном в северной и западной частях структуры (главным образом по р. Иде, фиг. 10, 11).

В юго-восточной части площади структуры обнажения пород S_{m1} отсутствуют. Участковые диаграммы-розы, как и сводные, построенные по замерам I и II порядка, совпадают (фиг. 12 и 13).

Здесь так же, как и на Введенском участке, преобладают две системы трещин — северо-западное и северо-восточное простирания, но на северо-

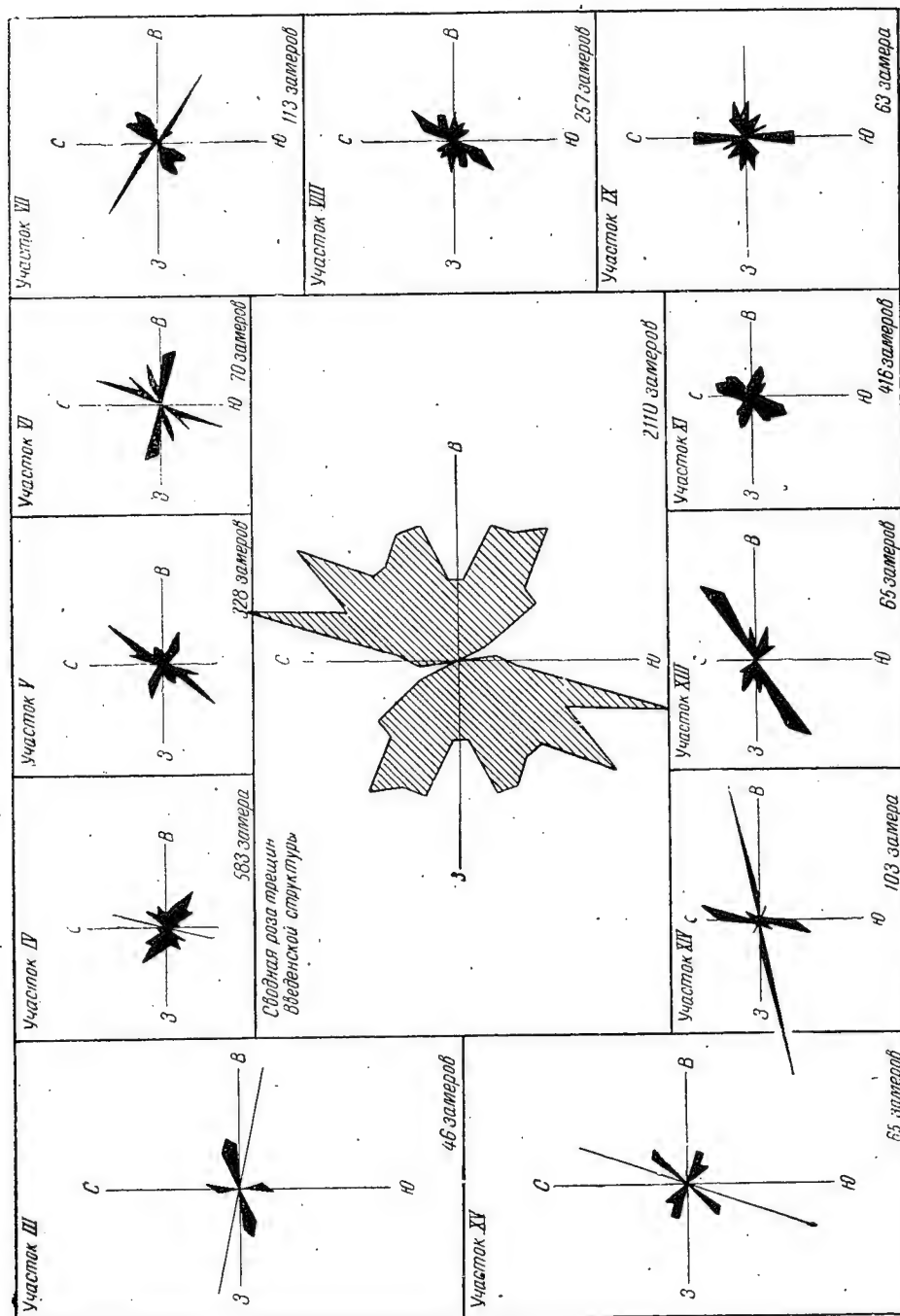


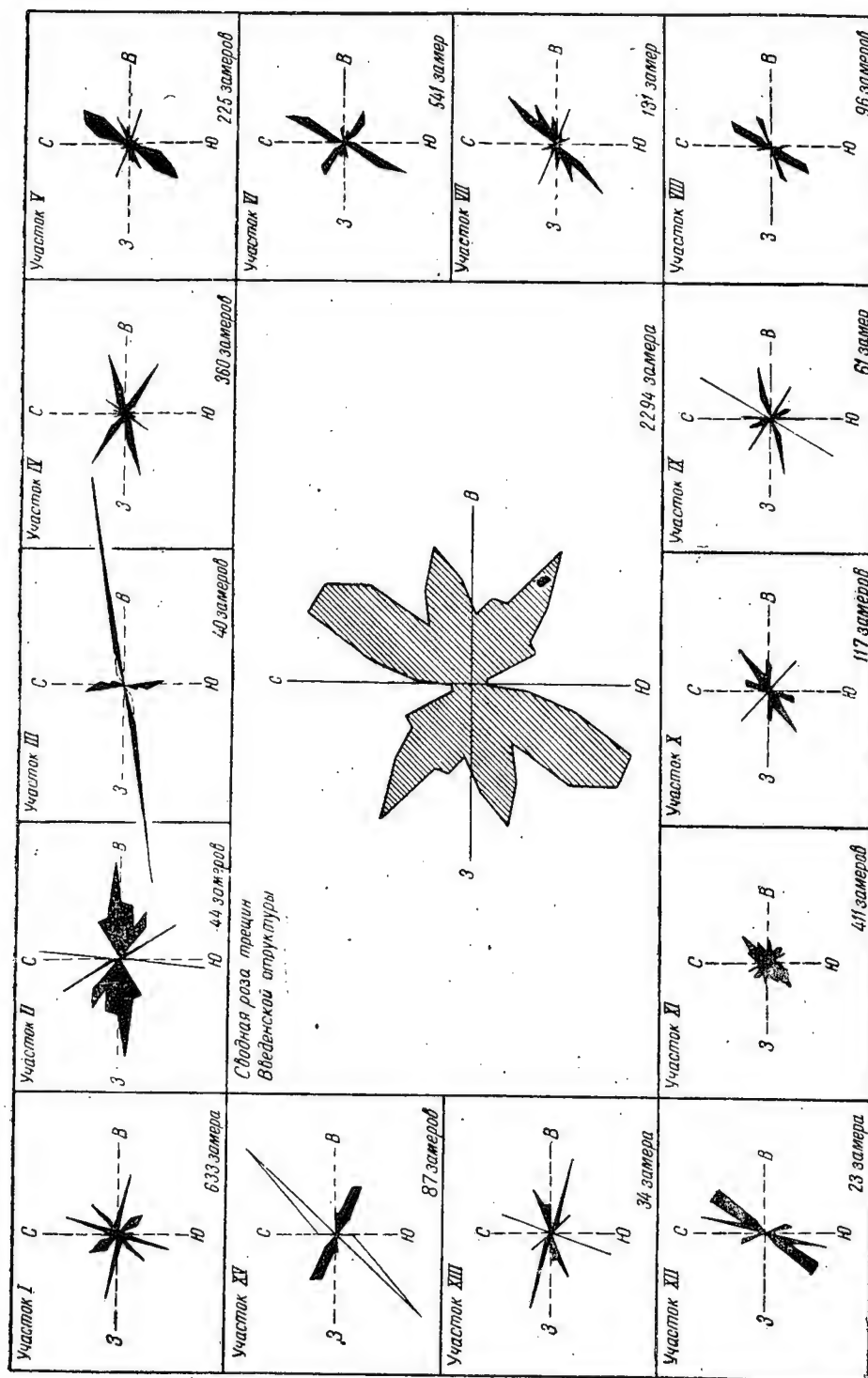
Фиг. 3. Характер трещиноватости доломитов переходной пачки мотоской свиты (р. Иркут), обн. 14а.



Фиг. 4. Характер трещиноватости карбонатных пород введенской свиты (р. Иркут, у с. Введенского; северо-западное крыло Введенского поднятия), обн. 18.

Фиг. 5. Таблица участков роз диаграмм-роз трещин I порядка Введенской структурной структуры (составил В. К. Громов).

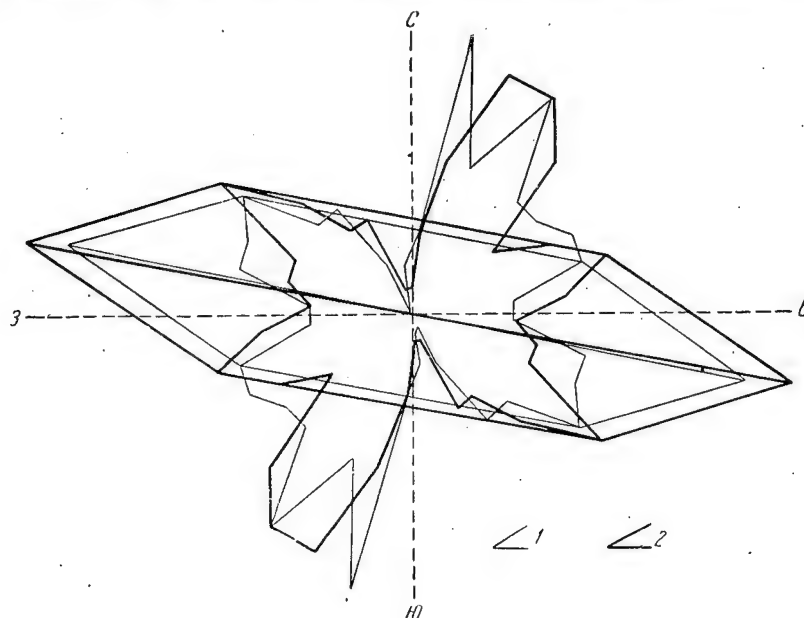




Фиг. 6. Таблица участковых диаграмм-роз трещин II порядка Введенской структуры (составил В. К. Громов).

западном участке структуры (участки I, II, XI, XVI) выделяются три системы: две — северо-западного простирания (под углом $20-35^\circ$) и одна — северо-восточного.

На карте роз трещин (фиг. 12) на главных лучах построены параллелограммы. Диагонали их, по правилу Е. Н. Пермякова, соответствуют простиранию слоев на данном участке. По направлениям диагоналей роз структура имеет преобладающее простирание северо-западное, хотя на участке IV наблюдается уже, по-видимому, периклинальный перегиб слоев. Таким образом, по участковым розам структура имеет строение



Фиг. 7. Сводные диаграммы-розы трещин I и II порядка. Введенская антиклиналь.

1 — I порядка (2110 измерений); 2 — II порядка (2294 измерения).

короткой брахиантиклинали, поэтому в строении диаграмм-роз нет четкого различия, как на Введенской площади в простираниях систем трещин на крыльевых частях и на своде.

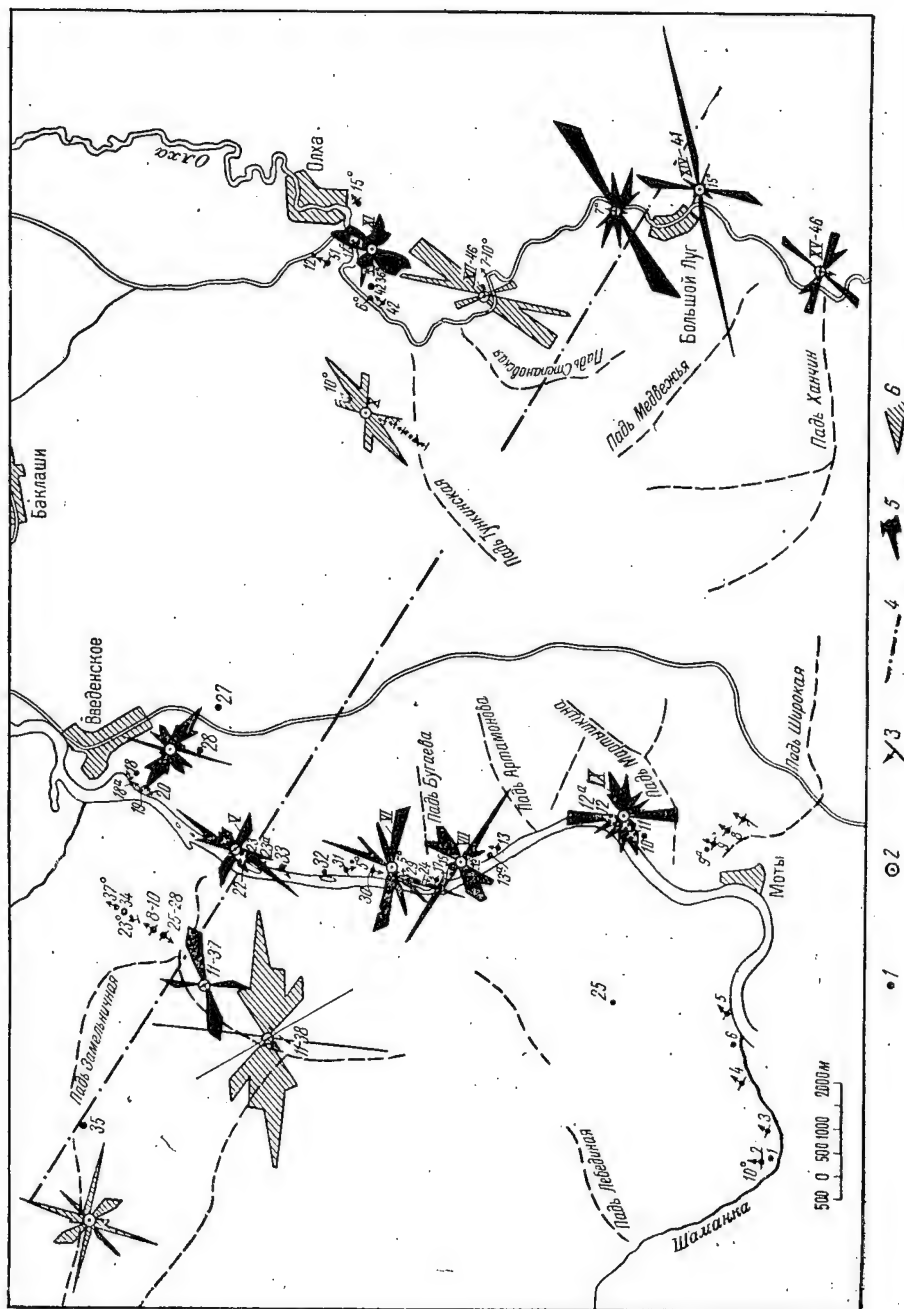
По Боханскому участку была произведена попытка расчета элементов структуры по методу Е. И. Пермякова. Результаты нанесены на карту роз трещин (фиг. 14).

По данным трещиноватости Боханская структура вырисовывается как брахиантиклинальное поднятие, вытянутое в северо-западном почти широтном направлении (азимут простирания оси структуры 282° , протяженность по длинной оси — 14 км, по короткой — 5,3 км). Складка асимметричного строения, северо-восточное крыло круче, чем юго-западное. Таким образом, характер структуры, выявленный А. И. Левиным, подтверждается и данными по трещиноватости пород.

По Боханскому участку также построена карта распределения удельной плотности тектонических трещин (фиг. 15). Наибольшая плотность трещин наблюдается в своде структуры (11,7 и 14,1), затем полосой

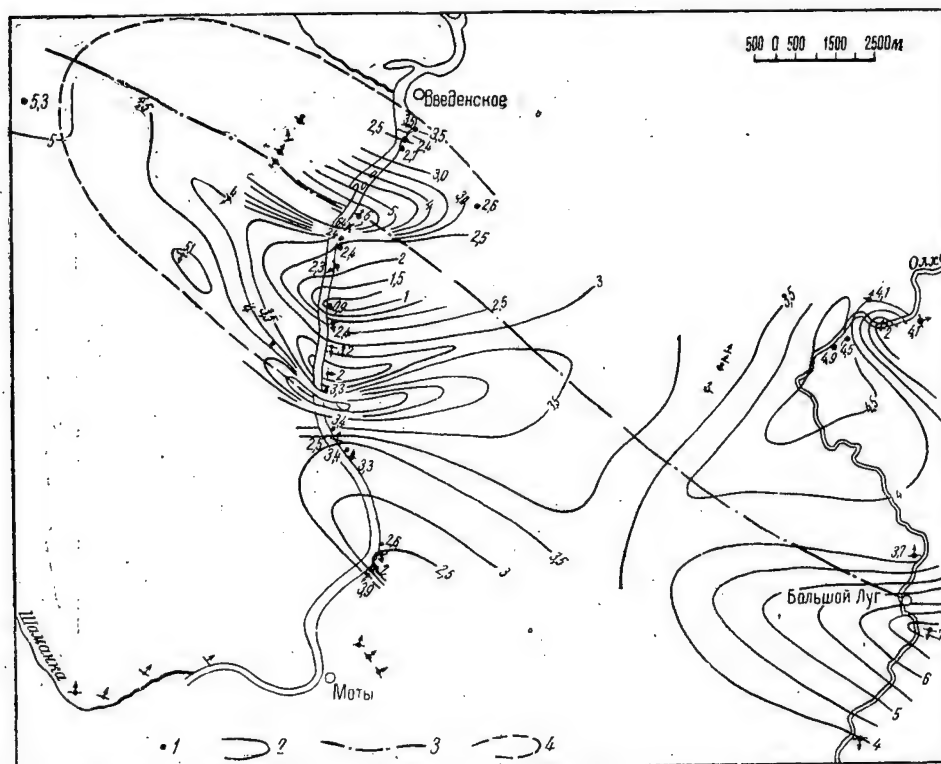
Фиг. 8. Диаграммы-розы трещин и структурная схема по данным трещиноватости Введенского поднятия Иркутского амфиитеатра, 1957 г.

1 — номер обнажения; 2 — номера участков; 3 — элементы залегания слоев; 4 — ось антиклинали по геологическим данным; 5 — диаграммы-розы трещин I порядка; 6 — диаграммы-розы трещин II порядка.



проходит на северо-западное окончание структуры и северо-восточное крыло, а на восток протягивается в синклинальный прогиб у пос. Хандагай, т. е. закономерность распределения густоты трещин примерно такая же, как на Введенской площади.

На Боханской площади, кроме того, собран материал по удельной густоте волосных трещин в породах и также построена карта их распределения (фиг. 16). В результате оказалось, что участки максимальной



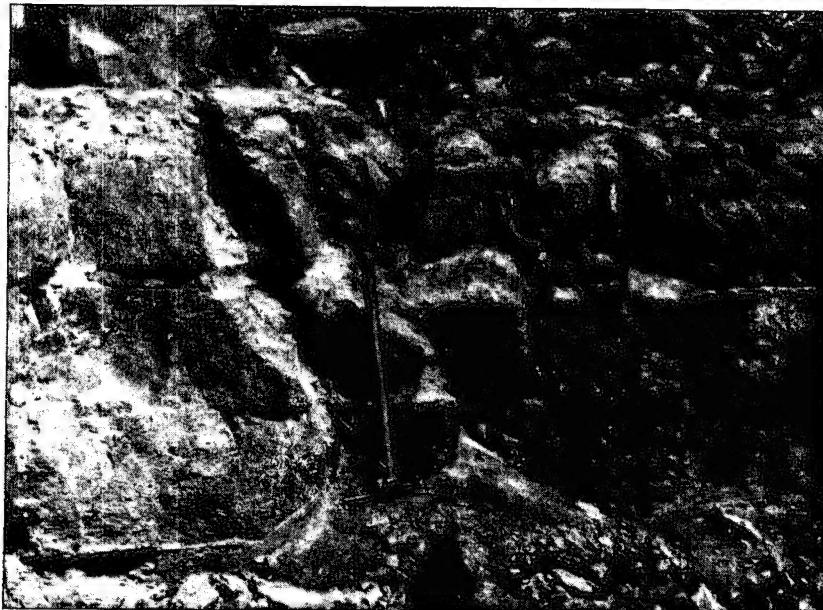
Фиг. 9. Схема распределения удельной плотности тектонических трещин на Введенской структуре. 1957 г.

1 — удельная плотность трещин; 2 — изолинии удельной плотности через 0,5 м; 3 — ось поднятия по геологическим данным; 4 — контур структуры по геологическим данным.

густоты волосных трещин почти совпадают с участками наибольшей плотности тектонических трещин (кроме сводовой части структуры), но полоса наибольшей «волосной» трещиноватости несколько сдвигается на северо-восточное крыло поднятия.

По-видимому, волосные трещины имеют не только диагенетическое происхождение, но и некоторым образом связаны с тектоникой.

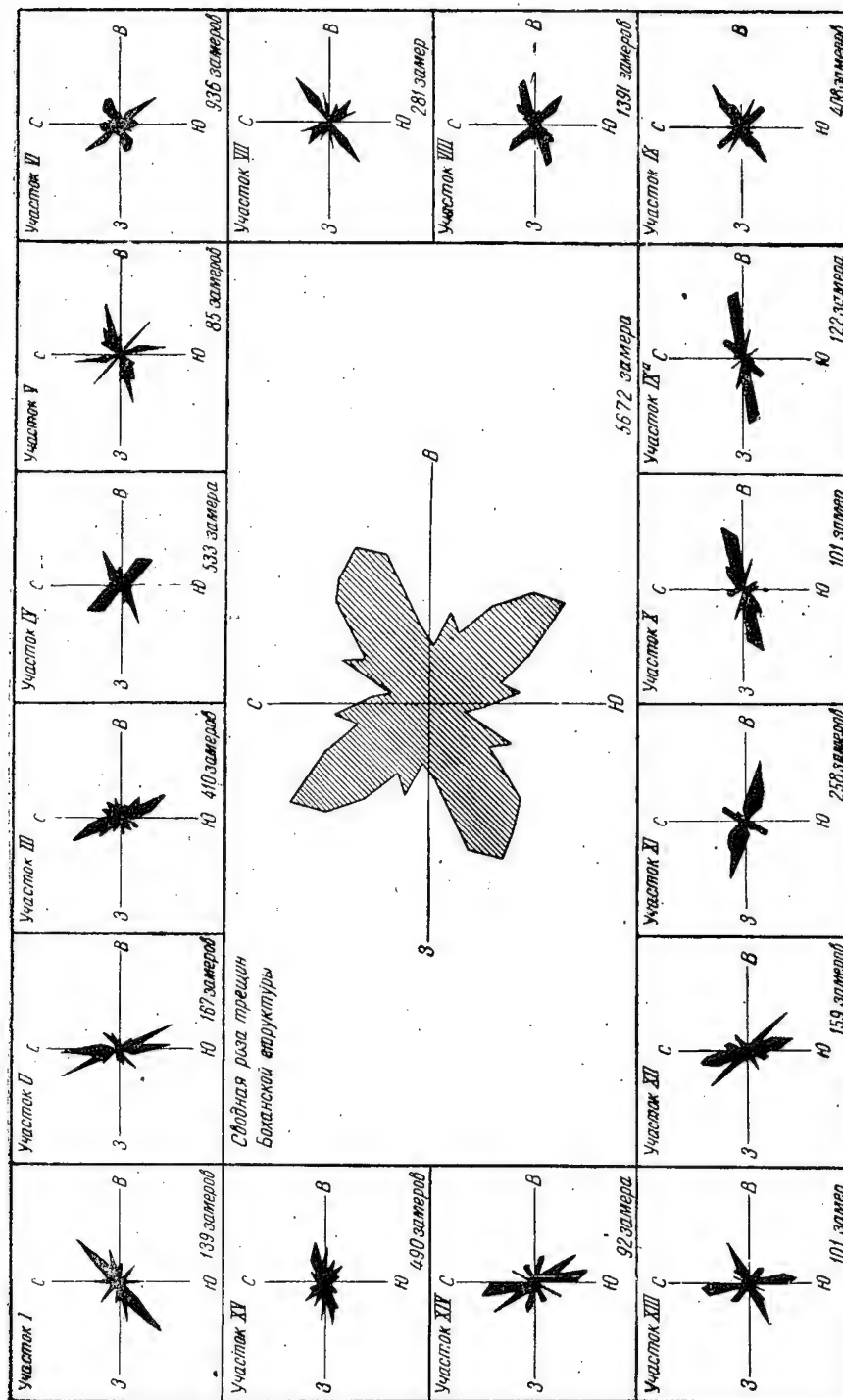
При сравнении карт удельной плотности тектонических трещин Введенской (см. фиг. 9) и Боханской (см. фиг. 15) структур наблюдается резкая разница в порядке значений удельных плотностей на обеих площадях. Так, на Введенской структуре максимальная удельная плотность выражается числом 5,8; 6,4, а средняя плотность — 2 — 2,5, в то время



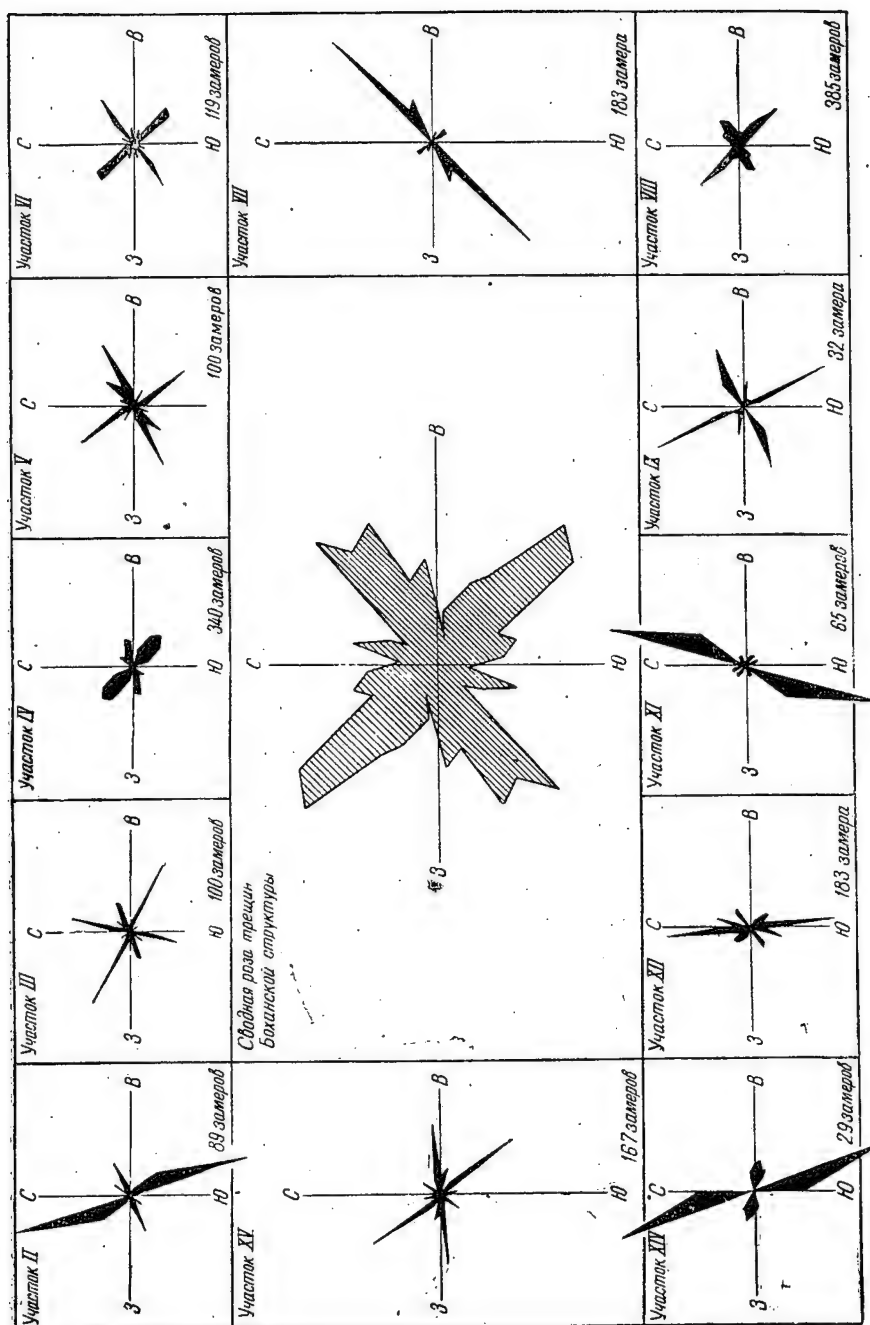
Фиг. 10. Характер трещиноватости доломитов ангарской свиты (Бохан, обн. 47).



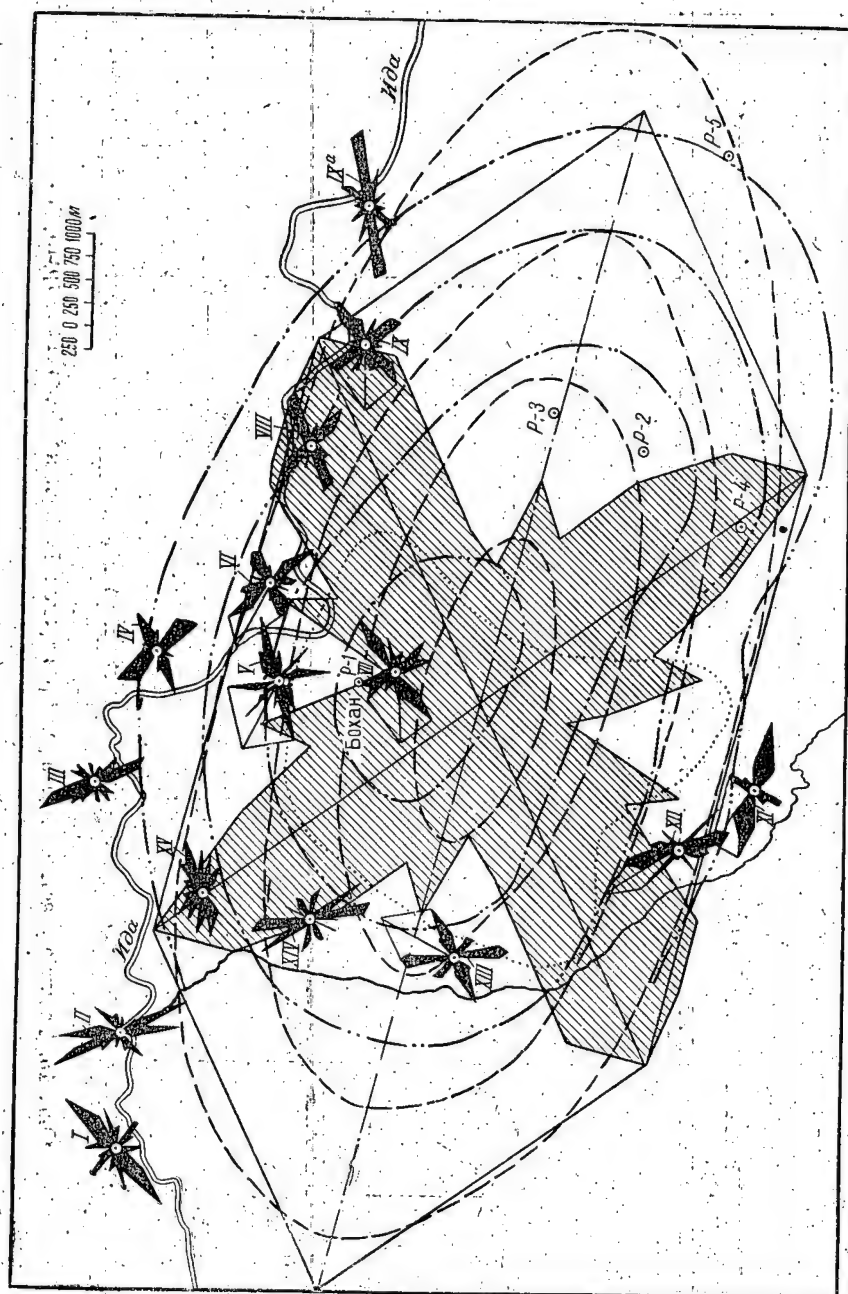
Фиг. 11. Характер трещиноватости доломитов ангарской свиты (Бохан, обн. 47).



Фиг. 12. Таблица участковых диаграмм-роз трещин I порядка Боханской структуры.



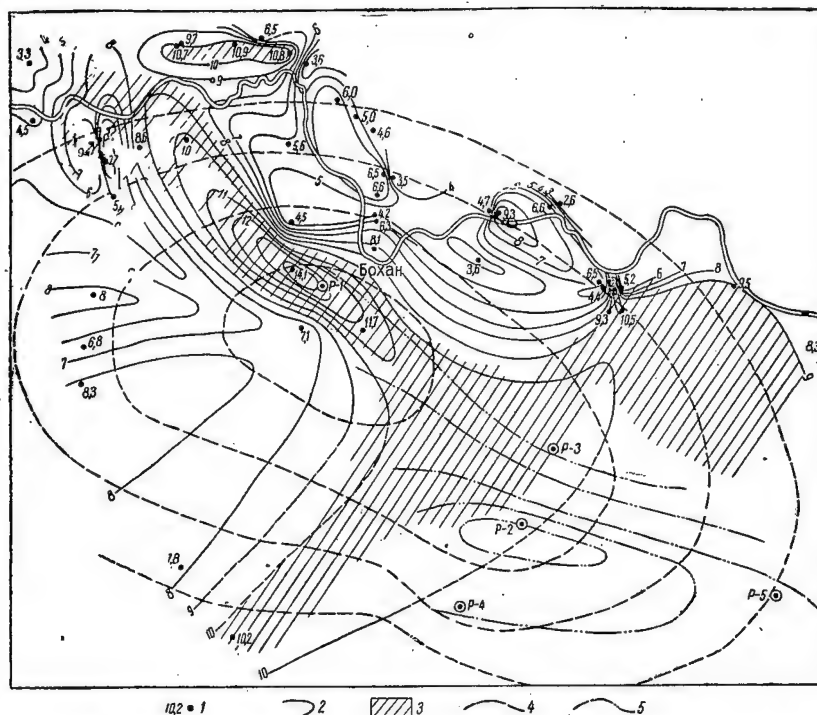
Фиг. 13. Таблица участковых диаграмм-роз трещин II порядка Боканской структуры.



Фиг. 14. Диаграммы-розы трещин и структурная схема по данным трещиноватости Боханского поднятия.
 1 — номера участков; 2 — участковые розы трещин I порядка; 3 — сводная диаграмма-роза трещин; 4 — граница структуры по данным колонного бурения, построенная М. М. Ивановым; 5 — структура, построенная с учетом данных роторных скважин; 6 — структура по данным трещиноватости.

как на Боханской структуре максимальная удельная плотность — 14,1; 11,7; 10 и т. д., средняя — 5,6.

Если рассматривать тектонические условия одной и другой структуры, то нужно было бы ожидать на Введенской структуре большую трещиноватость, так как здесь породы испытывали большее напряжение.



Фиг. 15. Схема распределения удельной плотности макротрещин в породах ангарской свиты на Боханской площади. 1957 г.

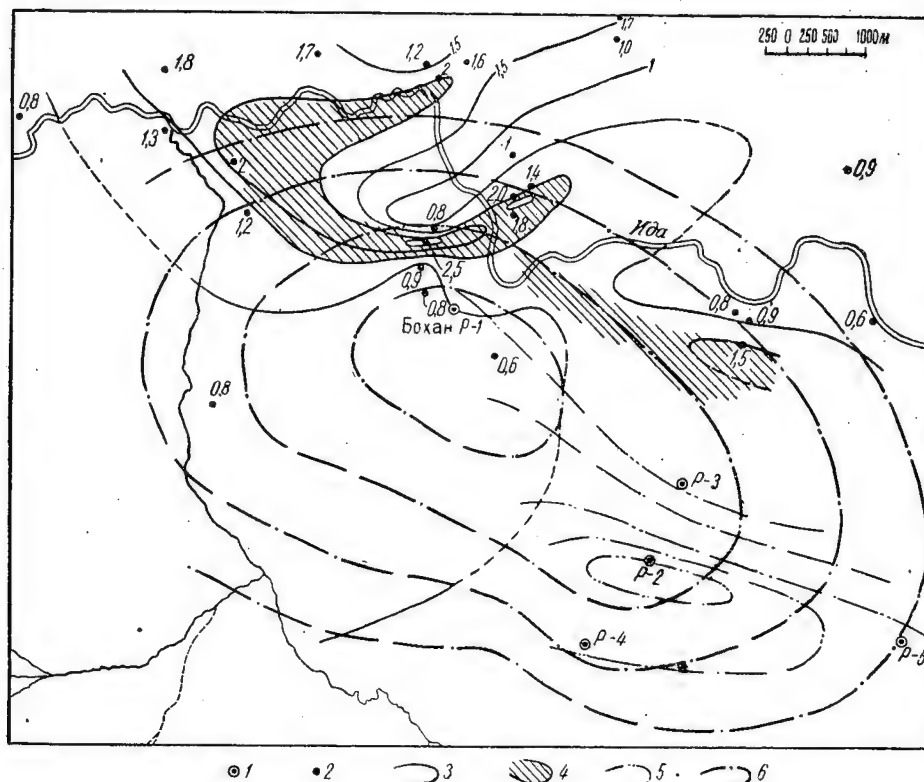
1 — средняя удельная плотность макротрещин; 2 — изолинии уд. плотности через 1,0 м; 3 — участки с повышенной уд. плотностью макротрещин; 4 — изолинии по кровле нижнеангарской подсвиты Сп₁; 5 — изолинии по кровле мотской свиты См₁.

По-видимому, здесь играют роль уже не тектонические причины, а литологические: породы ангарской свиты содержат много включений и прослоек кремня, что создает большую их хрупкость.

V. НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ТРЕЩИНОВАТОСТИ ПОРОД ПО КЕРНУ

1. Распределение трещиноватости по разрезу нижнекембрийских пород (фиг. 17)

Распределение трещиноватости по разрезу изучалось нами в 1956—1957 гг. только по керновому материалу крелиусных и роторных скважин Боханской и Нововоскресенской площадей: верхнеангарская подсвита по скв. 2-К (Нововоскресенская площадь), нижнеангарская подсвита и булайская свита — по скв. 31-К (Южно-Осинская площадь — на северо-западном окончании Боханской структуры), булайская свита — по скв. 2-Р,



Фиг. 16. Схема распределения удельной плотности волосных трещин в породах ангарской свиты на Боханской площади. 1957 г.

1 — роторные скважины; 2 — уд. плотность трещин; 3 — изолинии плотности трещин через 0,5 см; 4 — участки наибольшей плотности трещин; 5 — изолинии по кровле нижнеангарской подсвиты $Сп_1$; 6 — изолинии по кровле мотской свиты $Сп_1$.

ниже разрез (до глубины 2556 м) изучен целиком по скв. 1-Р и дополнен в недостающих интервалах из других скважин Боханской площади.

При описании керна нами отмечено несколько зон трещиноватых пород, в которых трещины I и чаще II порядка или заполнены гипсом, или открытые, в таком случае керн выносится на поверхность в виде обломков с ровными поверхностями разлома по трещинам.

1-я зона — в верхнеангарской подсвите горизонт серых доломитов — многочисленные трещины заполнены гипсом, ширина их от 1 до 6 мм. Мощность ее 16 м.

2-я зона — в нижнеангарской подсвите в 20 м ниже кровли — трещины открытые, керн разбит на обломки. Мощность 20 м.

Геологами ВСНГ эта пачка называется горизонтом «трещиноватых доломитов».

3-я зона — в той же подсвите, в 65 м ниже кровли — второй горизонт трещиноватых доломитов. Здесь наблюдаются частые крупные трещины шириной до 5 мм, частично заполненные, частично открытые — керн разбит на обломки. Мощность 20 м.

4-я зона — в 25 м выше подошвы ангарской свиты — керн весь пронизан трещинами, заполненными гипсом. Ширина трещин достигает

5—6 мм (нижняя часть горизонта загипсованных доломито-ангидритов). Мощность 18 м.

5-я зона — в 20 м ниже кровли булайской свиты — наблюдаются трещиноватые доломиты с тонкими прослоями мергелей. Трещины частично открытые, частично заполнены кальцитом, ширина их значительно меньше — от 0,1 до 2 мм. Мощность этой зоны 35 м.

Ниже по разрезу сплошного выхода керна не имеется, поэтому выделение зон только по описанию керна затруднительно. Во всяком случае, по тому количеству керна, который имеется по скважинам Боханской разведки в породах бельской свиты, трещиноватость отмечается, но такой интенсивной, как в выделенных зонах ангарской свиты, нами не наблюдалось. В усольской свите, наоборот, почти все прослои и пачки доломитов трещиноваты, особенно в средней части свиты. Ширина трещин достигает 5—7 мм, все они заполнены каменной солью и реже ангидритом.

В разрезе мотской и ушаковской свит крупные трещины встречаются только в единичных образцах. По керну всего разреза нами была сделана попытка выразить встречающуюся трещиноватость в количественном отношении: по поперечному сечению керна нами замерялась общая длина всех трещин, видимых невооруженным глазом, и вычислялась удельная плотность трещин на 1 см² площади. Удельная плотность всей этой совокупности трещин внесена нами на разрез в виде диаграммы. При анализе этой диаграммы, включая ту часть, где она отражает уже выделенные в верхней части зоны трещиноватости, можно наметить еще несколько зон трещиноватости ниже по разрезу (где $q = 0,5$ или $> 0,5$ см/см²).

6-я зона — доломиты средней части среднебельской подсвиты мощностью до 40 м.

Пять зон (7—11) трещиноватых доломитов в разрезе усольской свиты, в число которых входит и целиком осинский горизонт.

12-я зона — доломитовая пачка в верхнемотской подсвите в 25 м ниже кровли.

13-я зона — в 25 м выше подошвы той же подсвиты.

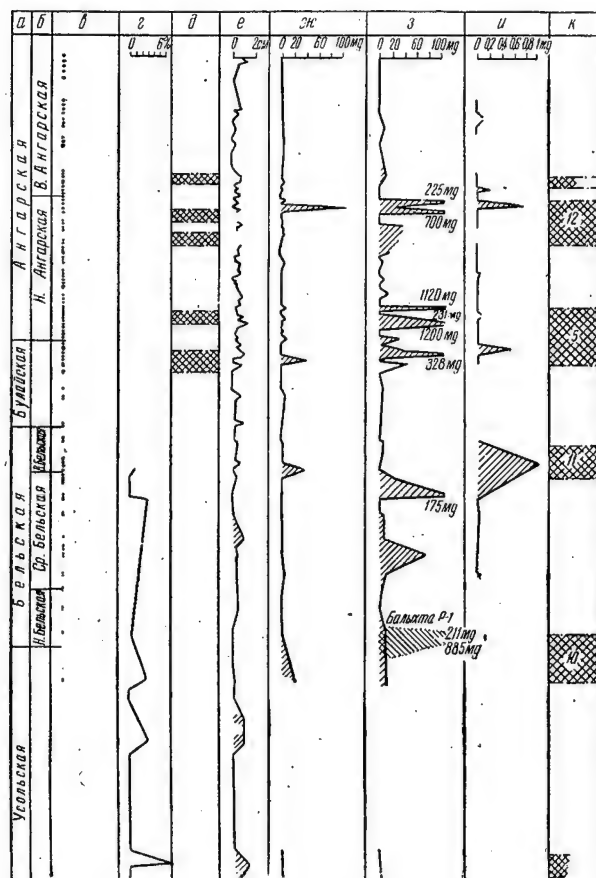
Ниже, начиная от кровли среднемотской подсвиты и кончая средней частью ушаковской свиты, по всему разрезу наблюдается сравнительно одинаковая плотность трещиноватости пород разреза (см. фиг. 17).

2. Распространение микротрещин в нижнекембрийских породах и их физические свойства

Определение характера микротрещиноватости по разрезу и изучение связи ее с литологическими особенностями пород производились ст. петрографом кандидатом минералогических наук Л. П. Гмид. Определялись также физические свойства трещинных коллекторов: степень раскрытости трещин (трещинная пористость) и трещинная проницаемость. Для этого определялась площадь шлифа, длина трещин открытых и отдельно заполненных битумом, ширина их (с помощью окуляромикрометра).

По формуле $K_{пр} = \frac{0,85 \cdot b^3 l}{10 \cdot S}$ мд определялась проницаемость открытых трещин, по формуле $K_{пор} = \frac{bl}{S} \cdot 100$ (%) определялась трещинная пористость.

Ввиду того, что величина трещинной пористости не играет существенной роли в решении вопроса емкости трещинного коллектора (не превы-



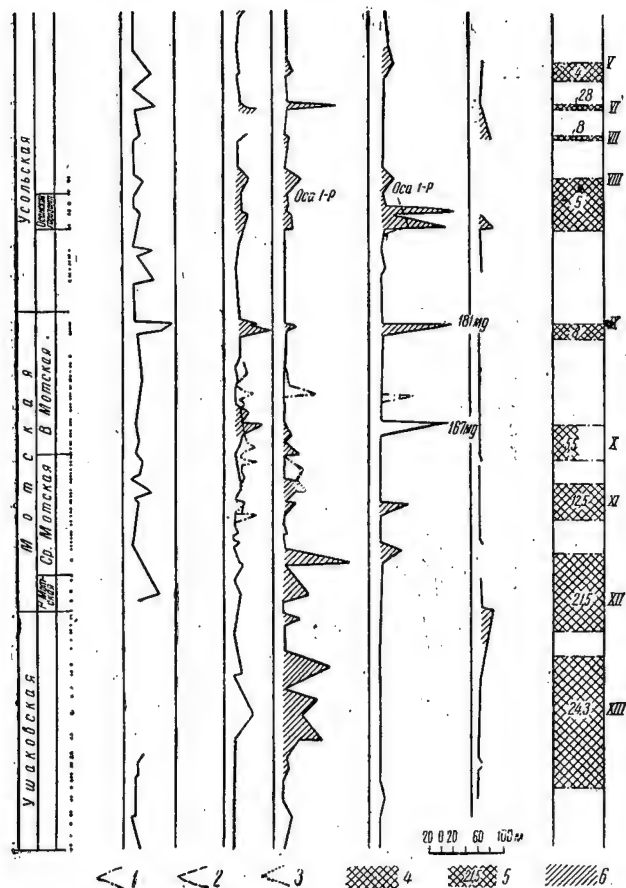
Фиг. 17. Распределение зон трещиноватых пород по район.

Диаграммы по образцам: 1 — из скв. 2-Р Бохан; 2 — из скв. трещиноватых коллекторов; 3 — средняя величина проницаемости трещин и трещинной свиты; 4 — подсвита, горизонт; 5 — интервалы ватия (выделенные при описании керна); 6 — кривая плотности макро-ж — кривая газопроницаемости открытых микротрещин по ненных битумом по пилифам; и — кривая газопроницаемости (по

шает 0,1%), ниже приводятся только данные по трещинной проницаемости.

По характеру заполнения микротрещин в разрезе нижнекембрийских пород они подразделяются: а) на минеральные, б) с битумом, в) смешанного типа, г) открытые.

Исходя из последовательности пересечения одних трещин другими, устанавливается их относительный «возраст» и выделяются четыре генерации трещин: а) трещины I более ранней генерации, заполненные битумом; б) трещины II генерации, заполненные минеральным веществом; в) трещины III генерации, заполненные битумом; г) трещины IV генерации — открытые микротрещины.



разрезу нижнекембрийских отложений. Боханский
1957 г.

1-Р Осы; 3 — из скв. 1-Р Балыхты; 4 — зоны возможных мости в данной зоне; 6 — участки с наибольшей плотностью пронцаемостью.

образцов; δ — кривая пористости; θ — трещиноватые зоны и микротрещины (открытых и закрытых по керну) на 1 см²; шифрам, $m\delta$; ε — кривая проницаемости микротрещина, заполн. прибору Келтона), $m\delta$; κ — зона проницаемых и непроницаемых пород.

3. Характеристика микротрещин по разрезу

1. Ушаковская свита (чередование песчаников, алевролитов, глин и аргиллитов, вскрытая мощность — 40 м) — изучена по скв. 1-Р и 3-Р (Бохан). Для ушаковской свиты характерно присутствие только открытых трещин. Микротрещины, выполненные минеральным веществом или битумом, полностью отсутствуют (табл. 2).

В песчаниках и алевролитах открытые микротрещины проходят в породе в виде единичных трещин, огибая или рассекая зерна обломочного материала и цемента, ширина трещин от 0,005 до 0,03 мм. Форма трещин слабо извилистая, реже прямолинейная.

В алевролитах микротрещины встречаются редко.

Таблица 2

Проницаемость трещин для различных типов пород
Бохан, скв. 1-Р

| Типы пород | Количество образцов | Проницаемость трещин | | | | | |
|-------------------------------|---------------------|----------------------|-------|--------|----------|-------|--------|
| | | выполненных битумом | | | открытых | | |
| | | мин. | макс. | средн. | мин. | макс. | средн. |
| Песчано-алевритовые | 27 | 0 | 0 | 0 | 0 | 24,5 | 2,9* |
| Глины | 22 | 0 | 0 | 0 | 0 | 94,2 | 24,5 |
| Аргиллиты | 1 | 0 | 0 | 0 | 25,7 | 25,7 | 25,7 |

Глины — открытые микротрещины в тонкослоистых разностях располагаются параллельно слоистости, перпендикулярно или под углом к слоистости. В неслоистых разностях микротрещины имеют ветвящуюся дендритообразную форму, ширина их от 0,005 до 0,03 мм. Средняя проницаемость — 24,5 мд.

Аргиллиты — открытые микротрещины наблюдаются параллельно или под углом к слоистости. Трещины слабо извилистой формы или прямые, ширина их равна 0,005—0,02 мм.

2. Мотская свита (мощность 507 м) — изучена по керну скв. 1-Р (Бохан) в количестве 107 обр. (табл. 3):

Таблица 3

Проницаемость трещин для различных типов пород
Бохан, скв. 1-Р

| Типы пород | Количество образцов | Проницаемость трещин | | | | | |
|---|---------------------|----------------------|-------|--------|----------|-------|--------|
| | | заполненных битумом | | | открытых | | |
| | | мин. | макс. | средн. | мин. | макс. | средн. |
| Песчаники | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 76,5 | 38,2 |
| Доломиты разномзернистые (тонко- или мелкозернистые), слоистые или неслоистые | 26 | 0 | 12,1 | 0,8 | 0 | 22 | 1,5 |
| Ангидрито-доломитовые породы | 44 | 0 | 0 | 0 | 0 | 15,7 | 1,1 |
| Доломиты неравнозернистые или с пятнистой микротекстурой | 35 | 0 | 280 | 25,5 | 0 | 134 | 13,6 |

В мотской свите по минералогическому составу, структурным особенностям выделяются следующие разности пород: песчаники (нижнемотская подсвита), доломиты равнозернистые, ангидрито-доломитовые породы, доломиты неравнозернистые с пятнистой микротекстурой и подчиненное значение имеют мергели.

В песчаниках встречаются открытые трещины шириной от 0,1 до 0,04 мм. Форма трещин слабо извилистая. Проходят микротрещины в породе в виде единичных трещин, рассекая зерна кластического материала и цемента или огибая их (фиг. 18, 19, 20).

* Средние значения проницаемости показаны по данным всех имеющихся шлифов, включая и участки пород с нулевыми показаниями проницаемости.

В доломитах равнозернистых встречаются закрытые и открытые трещины. Закрытые трещины выполнены битумом или минеральным веществом. Трещины, заполненные битумом, имеют извилистую форму. Ширина их колеблется от 0,005 до 0,03 мм.

Извилистые битуминозные трещины располагаются параллельно друг другу или в ряде мест близко соприкасаются и переплетаются между собой. Трещины, выполненные минеральным веществом, имеют незначительное распространение. Ширина их 0,05—0,12 мм. Трещины слабо извилистой формы или прямолинейные. Выполнены мелкозернистым ангидритом. Расположены в породе параллельно друг другу. Открытые микротрещины редки. Форма их слабо извилистая. Проходят они в породе параллельно закрытым трещинам или перпендикулярно к ним. Раскрытость трещин 0,005—0,02 мм.

Для ангидрито-доломитовых пород характерным является отсутствие трещин, выполненных битумом. Незначительное распространение имеют трещины, заполненные минеральным веществом (мелковолнистым гипс-ангидритом). Ширина их 0,10—0,12 мм. Форма трещин слабо извилистая или прямолинейная. Они располагаются в виде единичных трещин параллельно или перпендикулярно слоистости. В незначительном количестве присутствуют открытые микротрещины слабо извилистой формы, с шириной 0,005—0,02 мм.

Доломиты неравнозернистые или с пятнистой микротекстурой имеют самое высокое значение трещинной проницаемости (открытых трещин и выполненных битумом).

В неравнозернистых доломитах встречаются в обильном количестве трещины, заполненные битумом. Ширина их 0,005—0,05 мм. Форма трещин сильно извилистая. Извилистые трещины с битумом располагаются параллельно друг другу или местами, где близко подходят друг к другу, переплетаются. Реже трещины с битумом образуют слабо разветвленную сеть в породе. Открытые микротрещины имеют прямолинейную форму, ширина их колеблется от 0,005 до 0,03 мм. Располагаются открытые микротрещины параллельно или перпендикулярно слоистости или под углом к ней. Реже они образуют слабо разветвленную сеть в породе.

В пятнистых доломитах также в обильном количестве присутствуют трещины, заполненные битумом. Форма их сильно извилистая. Они образуют дендритообразную сеть в породе, огибая комочки (пятна) и проходя между зернами. Ширина от 0,005 до 0,05 мм. Открытые трещины имеют меньшее распространение, чем закрытые, и они более прямолинейные. Ширина трещин колеблется от 0,01 до 0,04 мм.

Мергели с линзовидными прослоями ангидрита и алевроитового материала рассечены многочисленными открытыми трещинами, которые проходят параллельно или перпендикулярно слоистости, или под углом к слоистости. Реже открытые микротрещины образуют слабо разветвленную сеть в породе, ширина их 0,005—0,04 мм. Форма слабо извилистая, реже прямолинейная.

3. В нижней части усольской свиты (мощность 870 м) залегает пачка доломитов мощностью 50—40 м, с которой связаны нефте- и газопоявления на Осе («осинский горизонт»).

Всего из усольской свиты, включая и осинский горизонт, изучено 120 образцов, главным образом из доломитовых пачек (каменной соли всего 4 образца).

Трещиноватость осинского горизонта изучалась по образцам скв. 1-Р Бохана и 1-Р и 2-Р Осы.

По минералогическому составу и структурно-текстурным особенностям среди карбонатных пород осинского горизонта на Осинской площади выделяются (табл. 4):

Проницаемость трещин для различных типов пород

Таблица 4

Оса, скв. 1-Р и 2-Р

| Типы пород | Количество образцов | Проницаемость трещин | | | | | |
|------------|---------------------|----------------------|-------|--------|----------|-------|--------|
| | | заполненных битумом | | | открытых | | |
| | | мин. | макс. | средн. | мин. | макс. | средн. |

Оса, скв. 1-Р и 2-Р

| | | | | | | | |
|--|----|-----|-----|------|---|------|-----|
| Доломиты неравнозернистые, известковые | 25 | 0 | 0 | 0 | 0 | 4,2 | 0,8 |
| Доломиты неравнозернистые с пятнистой микротекстурой | 11 | 0 | 486 | 51,3 | 0 | 12,7 | 3,9 |
| Доломиты неравнозернистые с пятнистой инкрустационной микротекстурой | 11 | 5,2 | 192 | 44,2 | 0 | 8,0 | 1,0 |

Бохан, скв. 1-Р; осинский горизонт

| | | | | | | | |
|--|---|------|------|------|---|------|-----|
| Доломиты неравнозернистые известковые | 4 | 0 | 26,6 | 6,6 | 0 | 10,2 | 4,9 |
| Доломиты неравнозернистые с пятнистой микротекстурой | 7 | 19,8 | 248 | 93,6 | 0 | 33,2 | 7,5 |

- 1) доломиты неравнозернистые известковые;
- 2) доломиты неравнозернистые с пятнистой микротекстурой;
- 3) доломиты неравнозернистые с пятнистой инкрустационной микротекстурой.

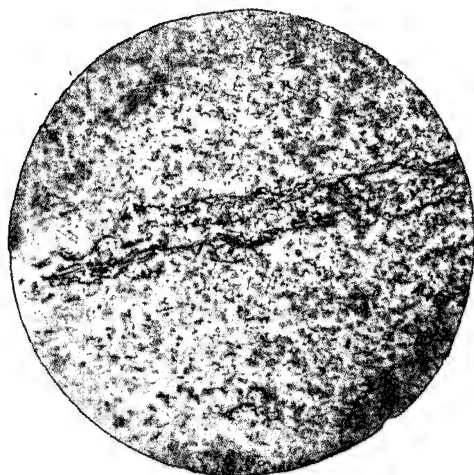
1) В первых разностях доломитов наблюдается иногда междузернистая пористость. Трещины с битумом отсутствуют. Доломиты рассечены открытыми микротрещинами, которые проходят в породе в виде единичных трещин или образуют слабо разветвленную, дендритообразную сеть во вмещающей породе, ширина их 0,005—0,02 мм (фиг. 21).

2) В доломитах неравнозернистых с пятнистой микротекстурой наибольшее распространение имеют закрытые трещины, выполненные минеральным веществом и битумом, реже встречаются открытые трещины (фиг. 22, 23). В этих породах наблюдаются все четыре генерации трещин.

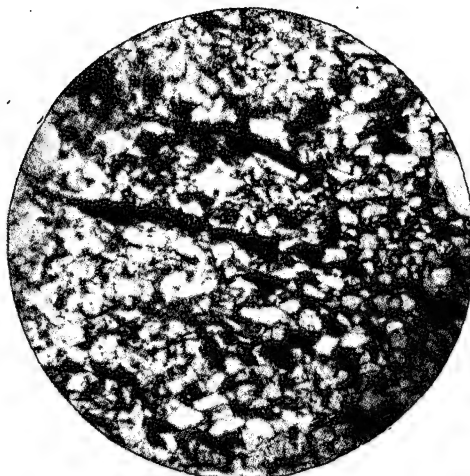
Трещины, заполненные битумом, имеют сильно извилистую форму. Ширина их колеблется от 0,005 до 0,05 мм. Они имеют самое разнообразное расположение в породе:

- а) проходят параллельно друг другу на очень близком расстоянии и в ряде мест переплетаются между собой, образуя сетчатый рисунок;
- б) имеют разветвленную (перистую) форму;
- в) огибают пятна с двух сторон, затем соединяются вместе и далее на своем протяжении разветвляются.

Меньшее распространение имеют открытые микротрещины и закрытые, выполненные минеральным веществом (ангидритом). Ширина тре-



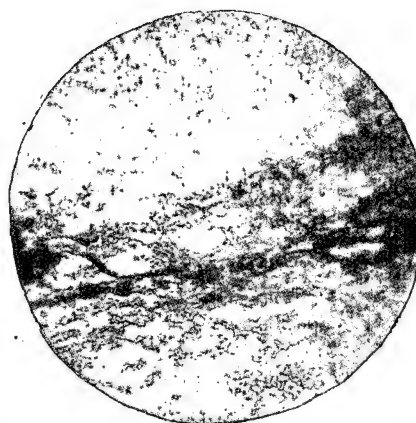
Фиг. 18. Алевролит мелкозернистый с закрытыми трещинами, выполненными битумом и расположенными параллельно. Среднемотская подсвита, Бохан, скв. 3-Р, обр. 354.



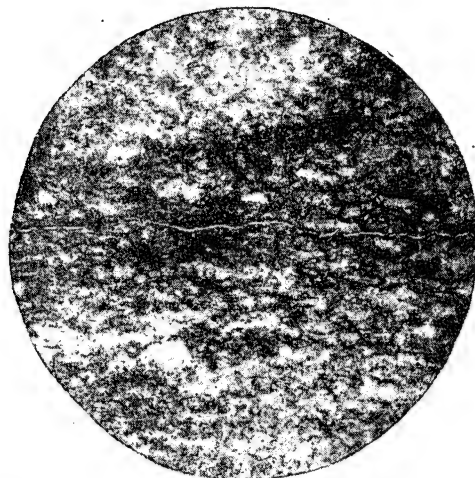
Фиг. 19. Песчаник мелкозернистый с трещинами, заполненными битумом и расположенными параллельно. Среднемотская подсвита, Бохан, скв. 3-Р, обр. 354а.



Фиг. 20. Песчаник неравнозернистый с открытой микротрещиной, огибающей и пересекающей зерна кластического материала и цемента. Оса, скв. 1-Р, обр. 246.



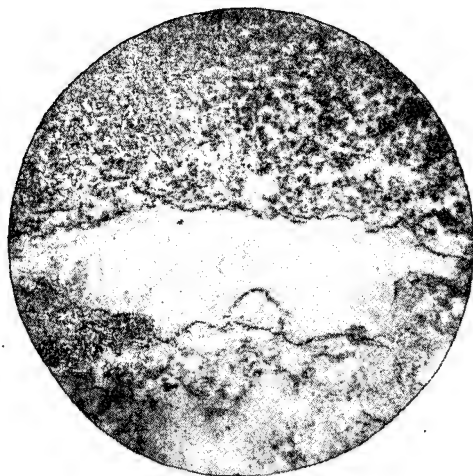
Фиг. 21. Доломит неравнозернистый с трещинами, заполненными битумом, и междузернистым пространством, выполненным битумом, которое сконцентрировано около трещин с битумом. Бохан, скв. Р-1, обр. 49.



Фиг. 22. Доломит неравнозернистый с пятнистой микротекстурой, микрозернистым пространством, заполненным битумом, и открытой микротрещиной. Оса, скв. 1-Р, обр. 1.



Фиг. 23. Доломит неравнозернистый с пятнистой микроструктурой, с закрытыми трещинами, заполненными битумом, которые пересекаются трещинами, заполненными минеральным веществом. Бохан, скв. 1-Р, обр. 54.



Фиг. 24. Доломит. Трещины, заполненные битумом, окружают инкрустационные образования. Оса, скв. 1-Р, обр. 2.



Фиг. 25. Ангидрито-доломитовая порода. Проникновение битума внутри доломитовой части породы по линиям соприкосновения зерен доломита. Низы бельской свиты, Балыхта, скв. 1-Р, обр. 4.

щин, заполненных ангидритом, от 0,20 до 0,8 мм. Форма трещин слабо извилистая, располагаются они параллельно друг другу. Ангидрит в трещинах крупнозернистый, во вмещающей породе ангидрита нет. Открытые микротрещины слабо извилистой формы. Ширина их 0,005—0,03 мм.

3) Последняя разность доломитов имеет закрытые и открытые микротрещины. Здесь наиболее высокий показатель трещинной проницаемости по сравнению с первым и вторым. Трещины имеют слабо извилистую форму.

Трещины, выполненные битумом, имеют такой же характер расположения в породе, как и в вышеописанных доломитах (фиг. 24). Открытые микротрещины рассекают инкрустационные образования и имеют прямолинейную или слабо извилистую форму. Ширина их 0,005—0,02 мм. Открытые микротрещины пересекают закрытые трещины с битумом, что свидетельствует о их более позднем происхождении.

В осинском горизонте, скв. 1-Р Бохан, есть только два типа пород (I и II):

1) доломиты известковые; рассечены закрытыми трещинами, частично выполненными, и открытыми трещинами. Трещины с битумом имеют ширину 0,01—0,04 мм, извилистой формы, образуют слабо разветвленную (дендритообразную) сеть. Трещины с битумом пересекаются минеральными трещинами, которые имеют довольно прямолинейную форму, проходят в породе, рассекая зерна карбонатного материала. Ширина трещин 0,05—0,08 мм. По времени образования трещины, заполненные минеральным веществом, являются более поздними, чем битуминозные трещины.

Самыми поздними образованиями являются открытые микротрещины, проходящие в породе в виде единичных трещин, слабо извилистой формы, рассекают карбонатные зерна вмещающей породы. Ширина 0,01—0,03 мм;

2) для вторых разностей доломитов характерно присутствие обильного количества закрытых и открытых микротрещин. Среди закрытых трещин выделяются:

а) трещины, выполненные минеральным веществом одной генерации;

б) трещины, заполненные битумом 2-х генераций. Форма их и ширина такая же, как в осинской скважине.

Открытые микротрещины имеют большее распространение, чем в осинской скважине.

Вышеописанная толща усольской свиты изучалась по образцам роторных скважин Боханской площади. Здесь, так же как и в осинском горизонте, наибольшее развитие микротрещин наблюдается в доломитах неравнозернистых с пятнистой микротекстурой. Наиболее широко развиты трещины, заполненные битумом, ширина их иногда достигает 0,1 мм (в верхней части свиты). Распределяются они в породе так же, как в аналогичных разностях осинского горизонта.

Открытые трещины также имеют наибольшее распространение, чем в других породах, располагаются они параллельно или перпендикулярно слоистости.

Ангидрито-доломитовые породы в этой части разреза лишены микротрещин (табл. 5).

4. Б е л ь с к а я с в и т а изучалась по скважинам Бохана и нижняя часть свиты — по скв. 1-Р Балыхтинской площади. Всего исследовано 77 образцов.

Проницаемость трещин для различных типов пород

Таблица 5

Бохан, скв. 1-Р, 4-Р и 5-Р

| Типы пород | Количество образцов | Проницаемость трещин | | | | | |
|---|---------------------|----------------------|--------|--------|----------|-------|--------|
| | | заполненных битумом | | | открытых | | |
| | | мин. | макс. | средн. | мин. | макс. | средн. |
| Ангидрито-доломитовые . . | 9 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Доломиты равнозернистые . | 20 | 0 | 7,6 | 0,4 | 0 | 145 | 8,5 |
| Доломиты неравнозернистые, известковые с пятнистой микротекстурой | 17 | 0 | 1150,0 | 77,7 | 0 | 154 | 19,3 |
| Соли | 4 | 0 | 1,1 | 0,28 | 0,07 | 0,41 | 0,21 |

Зависимость распределения трещин от литологических особенностей пород на Боханской площади такая же, как в усольской свите (табл. 6).

Проницаемость трещин для различных типов пород

Таблица 6

Бохан, скв. 1, 2, 3, 4, 5-Р

| Типы пород | Количество образцов | Проницаемость трещин | | | | | |
|--|---------------------|----------------------|-------|--------|----------|-------|--------|
| | | заполненных битумом | | | открытых | | |
| | | мин. | макс. | средн. | мин. | макс. | средн. |
| Ангидрито-доломитовые . . | 9 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Доломиты неравнозернистые | 27 | 0 | 34,7 | 20,8 | 0 | 8,0 | 0,7 |
| Доломиты неравнозернистые с пятнистой инкрустационной микротекстурой | 9 | 0 | 53,1 | 14,8 | 0 | 38,0 | 5,0 |
| Известняки неравнозернистые доломитистые | 5 | 0 | 13,4 | 3,9 | 0 | 4,1 | 1,2 |
| Известняки равнозернистые доломитистые | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 4,6 | 2,3 |

Проницаемость трещин для различных типов пород

Таблица 7

Балыхта, скв. 1-Р

| Типы пород | Количество образцов | Проницаемость трещин | | | | | |
|---|---------------------|----------------------|-------|--------|----------|-------|--------|
| | | заполненных битумом | | | открытых | | |
| | | мин. | макс. | средн. | мин. | макс. | средн. |
| Ангидрито-доломитовые . . | 6 | 0 | 55,1 | 13,2 | 0 | 5,9 | 1,0 |
| Доломиты неравнозернистые с пятнистой или пятнисто-инкрустационной микротекстурой | 4 | 0 | 2656 | 1009 | 0 | 0,82 | 0,4 |

В ангидрито-доломитовых породах микротрещины тоже отсутствуют. Образцы Балыхтинского участка отличаются большей степенью трещиноватости, как видно из табл. 7 трещинной проницаемости.

Здесь даже в ангидрито-доломитовых разностях встречаются открытые и заполненные битумом трещины (фиг. 25).

Трещины, заполненные битумом, имеют слабо извилистую форму, ширина их 0,01—0,04 мм. Трещины образуют в породе неправильную, слабо развитую сеть, реже проходят в виде единичных трещин. Открытые трещины встречаются реже, имеют прямолинейную или слабо извилистую форму.

Доломиты неравнозернистые и с пятнистой инкрустационной микро-текстурой (фиг. 26).

Трещины, заполненные битумом, огибают инкрустационные образования, которые разветвляются из нескольких более тонких трещин. Ширина их 0,005—0,10 мм.

Встречаются открытые микротрещины, но в значительно меньшем количестве, имеют слабо извилистую и реже прямолинейную форму.

Открытые микротрещины, как правило, рассекают зерна карбоната вмещающей породы. Ширина 0,005—0,03 мм.

5. Породы булайской свиты изучались по скв. 2-Р, 4-Р и 31-К Боханской нефтеразведки. Здесь встречается несколько разностей доломитов, указанных в табл. 8.

Таблица 8

Проницаемость трещин для различных типов пород

Бохан, скв. 2-Р, 4-Р и 31-К

| Типы пород | Количество образцов | Проницаемость трещин | | | | | |
|--|---------------------|----------------------|-------|--------|----------|-------|--------|
| | | заполненных битумом | | | открытых | | |
| | | мин. | макс. | средн. | мин. | макс. | средн. |
| Доломиты коллоидно-зернистые, равнозернистые, неслоистые | 1 | 0 | 0 | 0 | 1,54 | 1,54 | 1,54 |
| Известняки с комковатой структурой | 2 | 0 | 8,5 | 4,3 | 0 | 7,4 | 3,7 |
| Доломиты и известняки неравнозернистые | 7 | 0 | 0 | 0 | 0 | 30,2 | 5,6 |
| Доломиты неравнозернистые | 17 | 0 | 629 | 50,6 | 0 | 67,3 | 6,6 |
| Ангидрито-доломитовые | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |

Доломито-ангидритовые породы булайской свиты лишены микротрещин; наибольшее количество трещин, открытых и заполненных битумом, содержится в неравнозернистых доломитах. В доломитах трещины, заполненные битумом, имеют ширину 0,005—0,05 мм, проходят между зернами, сильно извилистые, часто переплетаются друг с другом (фиг. 27).

Открытые трещины рассекают зерна карбоната, ширина их 0,005—0,02 мм.

6. Ангарская свита. а) Нижнеангарская подсвита (мощность 240,5 м) изучалась по скв. 31-К, Бохан (табл. 9).

По петрографическим исследованиям представлена неравнозернистыми или равнозернистыми известняками и доломитами, ангидрито-доломитовыми породами, водорослевыми и афанитовыми известняками. В отношении

Таблица 9

Проницаемость трещин для различных типов пород

Бохан, скв. 31-К

| Типы пород | Количество образцов | Проницаемость трещин | | | | | |
|---|---------------------|----------------------|-------|--------|----------|-------|--------|
| | | заполненных битумом | | | открытых | | |
| | | мин. | макс. | средн. | мин. | макс. | средн. |
| Ангидрито-доломитовые | 14 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Известняки или доломиты неравнозернистые | 39 | 0 | 2501 | 243 | 0 | 39,1 | 3,2 |
| Доломиты с комковой структурой | 4 | 0 | 0 | 0 | 0 | 3,6 | 0,9 |
| Известняки или доломиты разнозернистые | 20 | 0 | 2,1 | 0,1 | 0 | 37,6 | 4,1 |
| Известняки водорослевые неслоистые | 2 | 7,2 | 18,4 | 12,8 | 7,6 | 10,9 | 9,2 |
| Афанит или коллоидно-зернистый известняк | 1 | 0 | 0 | 0 | 19,9 | 19,9 | 19,9 |

микротрещин, заполненных битумом, наибольший интерес представляют неравнозернистые доломиты (фиг. 28, 29, 30, 31) и известняки.

На втором месте по трещинам, заполненным битумом, стоят водорослевые известняки.

Наибольшее распространение открытых трещин наблюдается в афанитовых известняках. На 2 месте по открытым микротрещинам стоят водорослевые известняки, на 3 месте — равнозернистые доломиты и известняки, на 4-м — неравнозернистые доломиты и известняки. В доломитах с комковой структурой и ангидрито-доломитах открытые микротрещины отсутствуют.

б) Верхнеангарская подсвита изучена по скв. 2-К, 12-К, 14-К Нововоскресенской разведочной площади.

Большинство пород рассечено трещинами. Выделяются закрытые, частично выполненные и открытые микротрещины. Представлена ангарская свита неравнозернистыми доломитами, известняками, ангидрито-доломитовыми породами, равнозернистыми доломитами и известняками. Из всех вышеотмеченных типов пород наиболее трещиноватыми являются неравнозернистые доломиты. Средняя проницаемость трещин, выполненных битумом, — 11,0 мд.

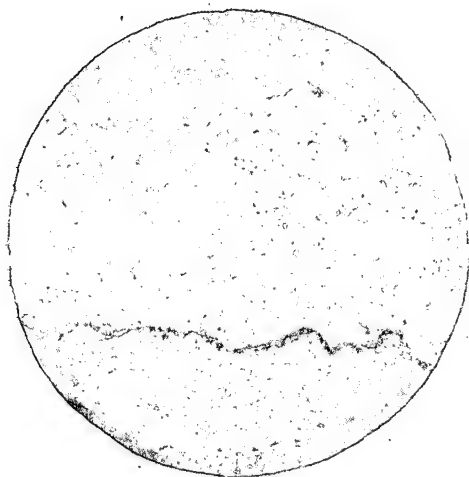
Равнозернистые известняки лишены микротрещин. Крайне незначительное количество их содержится в равнозернистых доломитах и неравнозернистых известняках.

* * *

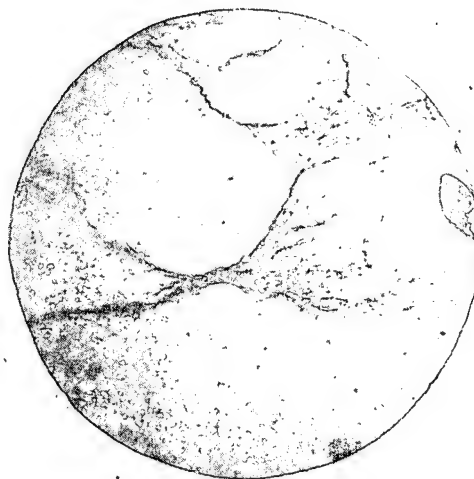
Прослеживая характер распределения микротрещин по всему разрезу нижнего кембрия, отчетливо видно следующее.

1. Наибольшее распространение по всему разрезу имеют микротрещины, выполненные битумом, меньшее — открытые трещины, и третье место занимают минеральные микротрещины.

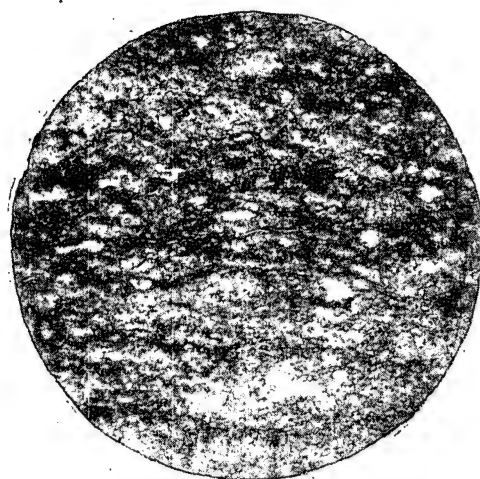
2. Наибольшее распространение трещин, выполненных битумом, приурочено к породам осинского горизонта, бельской свиты и нижнеангарской подсвиты.



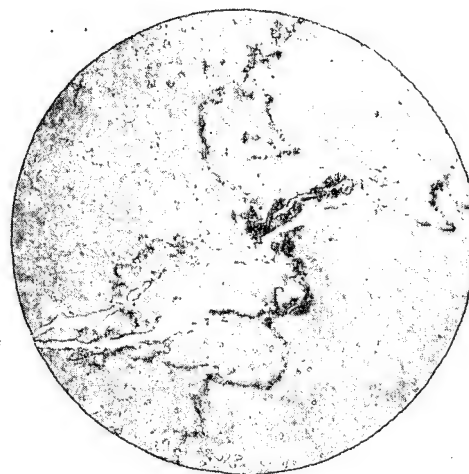
Фиг. 26. Доломит с пятнистой микротекстурой, с извилистыми трещинками, заполненными битумом. Низы бельской свиты, Балыхта, скв. 1-Р, обр. 4а.



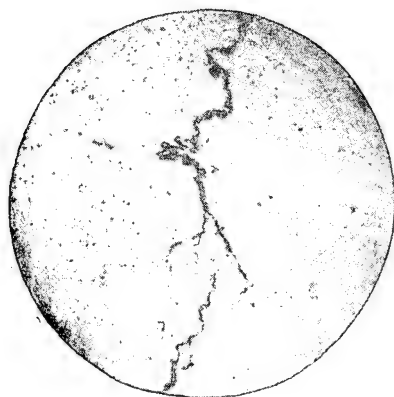
Фиг. 27. Доломит неравнозернистый с пятнистой микротекстурой и с разветвленной сетью микротрещин, заполненных битумом. Булайская свита, Бохан, скв. 31-К, обр. 142.



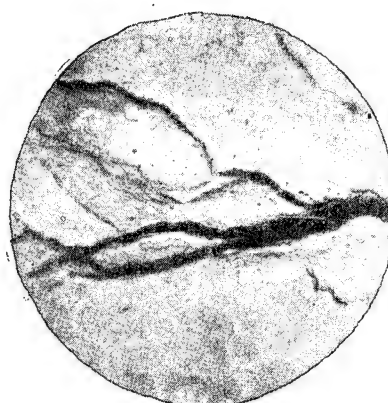
Фиг. 28. Доломит неравнозернистый с комковатой микротекстурой и с открытой микротрещиной. Нижнеангарская подсвита. Оса, обр. 1.



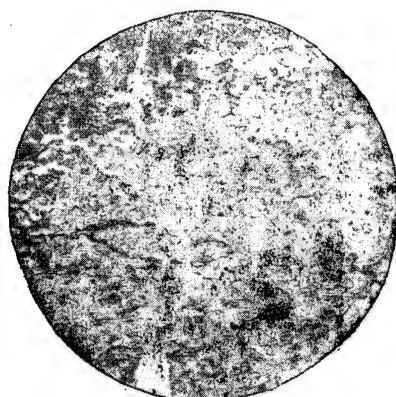
Фиг. 29. Доломит неравнозернистый с очень извилистыми трещинами, заполненными битумом и минеральным веществом. Минеральные трещины пересекают битуминозные трещины. Нижнеангарская подсвита. Бохан, скв. 31-К, обр. 74.



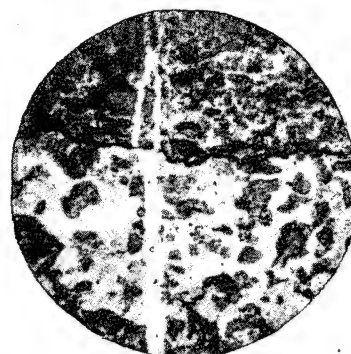
Фиг. 30. Доломит неравнозернистый, слоистый, с разветвленной трещиной, заполненной битумом и расположенной перпендикулярно слоям. Нижнеангарская подсвита. Бохан, скв. 31-К, обр. 136.



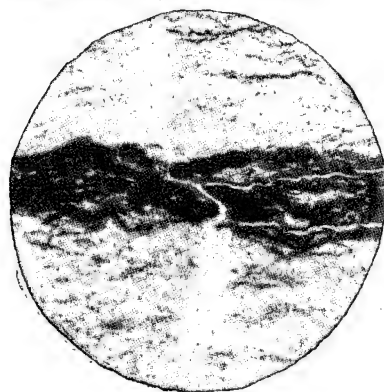
Фиг. 31. Доломит неравнозернистый с разветвляющимися трещинами, заполненными битумом, и с открытой микротрещиной, проходящей внутри закрытой трещины и по границе трещины с битумом и вмещающей породой. Нижнеангарская подсвита. Бохан, скв. 31-К. Характер трещин различных генераций.



Фиг. 32. Трещины I и II генераций. Доломит неравнозернистый с пятнистой микроструктурой. Трещины I генерации пересекаются минеральными трещинами. Осинский горизонт, Бохан.



Фиг. 33. Трещины II и III генераций. Доломит неравнозернистый с пятнистой микротекстурой с трещиной III генерации, которая пересекает трещины, заполненные минеральным веществом. Осинский горизонт, Бохан.



Фиг. 34. Трещины II, III и IV генераций. Трещины III генерации проходят по микросмещениям минеральной трещины внутри и, пересекая ее, переходят в открытые микротрещины, продолжаясь в минеральной трещине. Верхнемотская подсвита, Бохан, скв. 1-Р.

3. Открытые микротрещины больше всего распространены в ушаковской, мотской, в усольской свитах;

4. Если рассматривать характер трещиноватости в зависимости от литологических особенностей пород, то наибольшее количество трещин, заполненных битумом, наблюдается в карбонатных породах; среди них самый высокий процент падает на неравнозернистые доломиты с пятнистой или пятнисто-инкрустационной микротекстурой. Наименьшее количество трещин, выполненных битумом, наблюдается в ангидрито-доломитовых породах. Наибольшая открытая микротрещиноватость наблюдается в терригенных породах, меньше в неравнозернистых известняках и доломитах.

5. По возрасту выделяются 4 генерации трещин: а) самые ранние — заполненные битумом (I генерация); б) заполненные минеральным веществом (II генерация); в) заполненные битумом (III генерация) и г) открытые микротрещины (IV генерация) — самые поздние.

Наличие в исследуемых породах микротрещин с битумом разных генераций указывает на то, что миграция битума происходила в несколько этапов. На это указывает и различный характер распространения трещин I и III генерации по разрезу. Если первые распространены во всех свитах, за исключением ушаковской свиты и, возможно, нижнемотской подсвиты, то трещины с битумом более поздней генерации (III) имеют ограниченное распространение. Они характерны главным образом для верхнемотской подсвиты, осинского горизонта и нижней части бельской свиты (на Балыхтинской площади). Это те интервалы, с которыми связаны нефтепроявления, известные нам в настоящее время по разрезу.

Трещины с битумом I и III генерации отличаются также и по внешнему виду: первые — всегда имеют более извилистую форму, проходят между зернами карбоната, огибая их (фиг. 32), вторые — шире, менее извилисты, часто рассекают зерна карбоната и располагаются в исследованных породах по микросмещениям минеральных трещин (фиг. 33, 34).

6. Из вышесказанного может быть сделан вывод, что в образовании трещин I генерации большую роль играют процессы диагенеза, создающие ослабленные зоны в породе. Позднее, при тектонических деформациях в этих зонах и происходит растрескивание породы. Поэтому происхождение трещин I генерации, по-видимому, можно считать диагенетическо-тектоническим.

Последующие трещины: минеральные, битумные (III генерации) и открытые, по-видимому, обязаны своим происхождением в большей степени уже тектоническим процессам.

В настоящее время разграничивание трещин I и III генерации только начато, поэтому пока преждевременно говорить о роли каждой из генераций в фильтрации флюидов.

7. Устанавливаются относительно близкие значения проницаемости трещиноватых пород, вычисленных по шлифам и по промысловым данным (табл. 10).

Следовательно, можно полагать, что метод определения проницаемости по шлифам может дать до некоторой степени объективную оценку фильтрующей способности тех или иных пород исследуемого района.

Проницаемость трещиноватых пород по керну определялась также лабораторным путем Е. С. Роммом в приборе типа Келтона в количестве 150 образцов, из них в 109 образцах определена проницаемость и по шлифам (табл. 11).

Таблица 10

Значения проницаемости трещиноватых пород по шлифам
и промысловым данным

| Районы | № скважины | Количество образцов | Свита, горизонт | Проницаемость по шлифам, мд | | | Проницаемость по методу обработки промысловых данных |
|---------------|------------|---------------------|--------------------------------------|-----------------------------|-------|--------|--|
| | | | | мин. | макс. | средн. | |
| Оса | 1-Р | 45 | Осинский горизонт усольской свиты | 0 | 26,7 | 2,5 | 5,0 |
| Балыхта . . . | 1-Р | 12 | Низы бельской свиты | 0 | 5,9 | 0,76 | 0,03 |

Таблица 11

Значения проницаемости трещиноватых пород по шлифам
и лабораторным данным

| Район и № скважины | Типы пород | Количество образцов | K средней проницаемости открытых трещин, мд | |
|-----------------------|---|---------------------|---|-------------------|
| | | | по данным шлифа | по данным Келтона |
| Бохан, 1-Р | Песчано-алевритовые Доломиты равнозернистые | | | |
| » 2-Р | Ангидрито-доломитовые | 34 | 6,6 | 0,0023 |
| » 4-Р | Доломиты неравнозернистые | 10 | 0,66 | 0,018 |
| | Песчано-алевритовые Доломиты неравнозернистые с пятнисто-инкрустационной микроструктурой | 2 | 5,8 | < 0,007 |
| » 5-Р | Доломиты неравнозернистые с пятнистой микроструктурой | 4 | 3,1 | 0,025 |
| Бохан, 31-К | Доломиты неравнозернистые | 27 | 1,3 | 0,042 |
| Оса, 31-К | То же | | | |
| | Ангидрито-доломитовые | 31 | 1,62 | 0,057 |
| Воскресенская 2-К | Доломиты неравнозернистые | 5 | 0,43 | 0,153 |
| » 14-К | То же | 6 | 3,4 | 0,033 |

Сравнивая значения проницаемости, полученные на приборе типа Келтона и по шлифам, можно видеть, что первые всегда оказываются значительно ниже, чем вторые. Е. С. Ромм объясняет это несовершенством прибора, где газ может проходить по трещине, секущей керн только до конца нижней плоскости. Кроме того, многие образцы с открытыми трещинами, проходящими через весь кусок керна, при зажиме в приборе разламывались и испытанию не подвергались.

Нами построена кривая проницаемости по шлифам и по данным прибора (см. фиг. 17) и, несмотря на различный порядок сравниваемых величин, прибором типа Келтона отмечается повышенная проницаемость в тех же интервалах разреза, как и по шлифам.

Сравнивая диаграммы, построенные по удельной плотности макротрещин, по проницаемости микротрещин (определенной в шлифах), можно

наблюдать, что наибольшая проницаемость трещин, выполненных битумом и открытых микротрещин, а следовательно, и их плотность, почти всюду без исключения следует наибольшей плотности макротрещин в разрезе (см. фиг. 17). Это также подтверждает вывод о том, что и микротрещины тесно связаны своим происхождением с тектоникой. Микротрещины являются как бы отголосками крупных тектонических трещин.

4. Зоны трещиноватых пород, как возможные трещинные коллектора

Сопоставление данных по общей трещиноватости керна, выраженной в удельной плотности трещин и по проницаемости, определенной в шлифах и прибором типа Келтона, позволяет ориентировочно выделить в разрезе нижнекембрийских отложений несколько зон с повышенной трещинной проницаемостью пород (см. фиг. 17).

При выделении зон повышенной трещинной проницаемости нами учитывалась проницаемость открытых микротрещин там, где средние значения проницаемости по образцам достигают 5—10 *мд* *.

Е. С. Ромм сделал теоретический расчет зависимости дебита газа от проницаемости пласта, где остальные параметры (пластовое давление, давление у устья скважины, температура газа в пласте и др.) взяты по средним данным испытания скважин Осы, Бохана. По этому расчету из пласта мощностью 25 *м* с проницаемостью в 10 *мд* (при соответствующих структурных условиях) можно ожидать дебит газа до 40 000 *м*³ в сутки и больше.

По разрезу нижнекембрийских отложений, начиная от ангарской свиты и кончая ушаковской, намечаются следующие зоны с повышенной трещинной проницаемостью.

Карбонатный комплекс пород

1. В кровле нижнеангарской свиты — средняя «трещинная» проницаемость — 12 *мд*; трещин, заполненных битумом — 160 *мд*. Примерная мощность зоны 75—70 *м*. Сюда относятся II и III зоны трещиноватых доломитов, выделенных по наличию макротрещин.

2. II зона — на границе нижнеангарской подсвиты и булайской свиты. Средняя проницаемость по открытым трещинам — 5 *мд*, по трещинам, заполненным битумом — 176 *мд*. Мощность ее 90 *м*.

3. В нижней части верхнебельской подсвиты — со средней трещинной проницаемостью открытых трещин — 11 *мд*; трещин, заполненных битумом, — 20 *мд*. Примерная мощность зоны 40—50 *м*.

4. На границе нижнебельской и усольской свит — со средней проницаемостью в 10 *мд* как по открытым, так и заполненным битумом трещинам. Примерная мощность ее 80 *м*.

Определения образцов из скв. 1-Р Балыхты, в интервале 1103—1115 *м*, входящем в эту зону, дают очень высокое значение проницаемости трещин, заполненных битумом. В среднем трещинная проницаемость (вычисленная по шлифам) в них достигает 550 *мд*. Средняя проницаемость открытых трещин ниже, чем в Бохане, а именно 2—2,5 *мд*. Так как из

* Средние значения проницаемости выведены из пересчета данных от минимальных их значений, в том числе и нулевых, до максимальных.

этого интервала при бурении скв. 1-Р получен приток газа дебитом 2000 м³ в сутки, то, по-видимому, такая проницаемость вполне достаточна для притока такого количества газа.

5. V зона намечается в средней части усольской свиты: пачка засоленных доломитов, имеющих среднюю проницаемость по открытым микро-трещинам 7 мд, по трещинам, заполненным битумом, — 7 мд. Мощность зоны 25 м.

6. VI зона наблюдается ниже по разрезу (см. фиг. 17). Здесь пачка доломитов небольшой мощности (8 м) имеет среднюю проницаемость открытых трещин — 28 мд. Трещины, заполненные битумом, отсутствуют.

7. VII зона — в 48 м ниже по разрезу от VI зоны — небольшая пачка доломитов (мощность 8 м) характеризуется средней трещинной проницаемостью 8 мд (по открытым трещинам). Трещины, заполненные битумом, отсутствуют.

8. VIII зона включает весь осинский горизонт и выше него на 20 м — небольшую пачку доломитов. Характеризуется средней трещинной проницаемостью по открытым трещинам — 6 мд, по заполненным битумом — 38 мд. Мощность зоны примерно 85 м.

Осинский горизонт по скв. 1-Р (Оса), откуда при испытании получено около 3 т нефти, характеризуется меньшими показателями проницаемости. По скв. 1-Р Осы из этого горизонта определялось и изучалось 30 образцов. Средняя проницаемость открытых трещин здесь — 4 мд, а трещин, заполненных битумом, — 32 мд.

Осинский горизонт в скв. 1-Р Бохана, как и вся скважина, к сожалению, не испытывался, поэтому, сопоставляя данные проницаемости по Осе и Бохану, оценить и сравнить коллекторские свойства пласта обоих участков на данной стадии изучения не представляется возможным.

9. IX зона — в верхней части верхнемотской подсвиты доломиты засоленные имеют газопроницаемость 8 мд (открытых трещин). Мощность этой зоны 26 м.

10. X зона — в подошве верхнемотской подсвиты пачка доломитов с прослоями мергелей мощностью 55 м, имеет среднюю трещинную проницаемость 5,5 мд.

11. XI зона — в средней части среднемотской подсвиты пачка доломитов с прослоями мергелей мощностью 60 м. Имеет среднюю трещинную проницаемость 12,5 мд.

Зоны в терригенном комплексе нижнемотской и ушаковской свиты отличаются наибольшей трещинной проницаемостью.

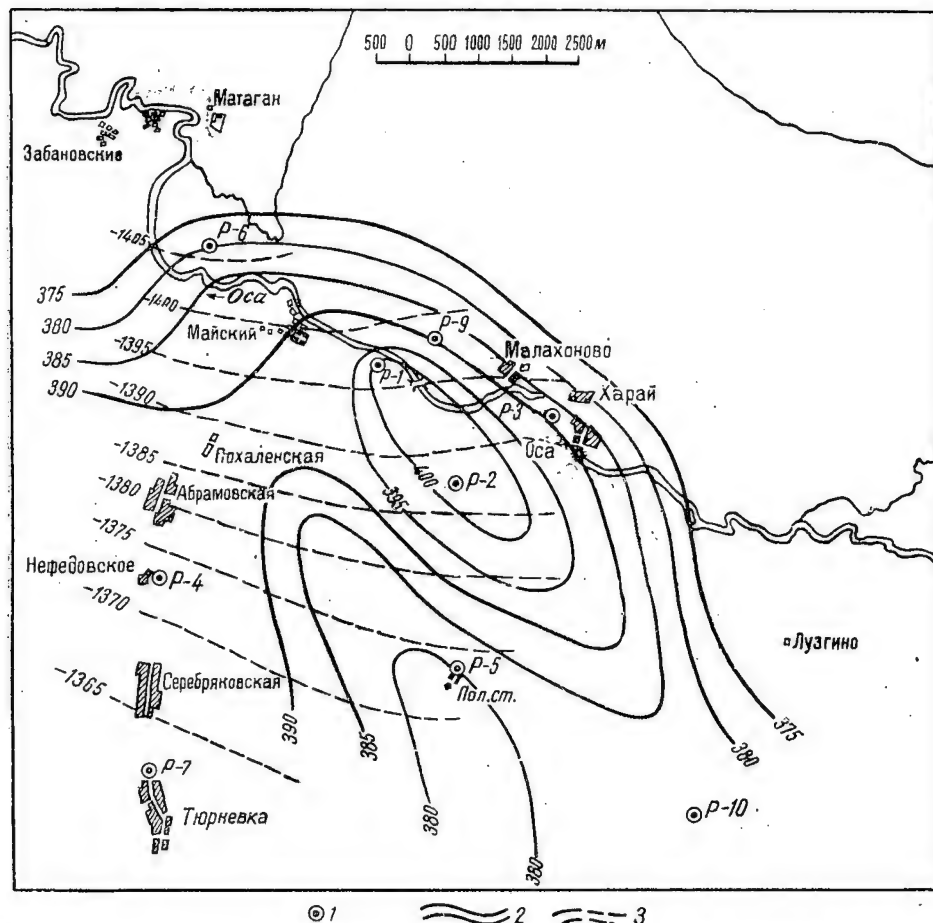
12. XII зона охватывает собой всю нижнемотскую подсвиту, часть среднемотской подсвиты и кровлю ушаковской свиты. Мощность ее 123 м. Средняя трещинная проницаемость — 21,5 мд.

13. Зона самая мощная, охватывает всю верхнюю половину ушаковской свиты (мощность примерная — 200 м) отделяется от вышележащей зоны, по-видимому, непроницаемыми породами в 35—40 м мощности. Средняя трещинная проницаемость пород 24,3 мд. Наиболее высокая проницаемость отмечается по скв. 1-Р в интервале 2300—2400 м. Здесь средняя проницаемость по трещинам 30 мд.

Таким образом, из всех вышеописанных зон выделяются высокими значениями проницаемости по Боханскому разрезу зоны терригенного комплекса (XII и XIII), т. е. породы нижнемотской и ушаковской свит, о чем свидетельствуют и газопроявления при испытании скв. 3-Р и 5-Р на Боханской площади.

Опыт изучения характера распространения трещиноватости на площади локальных структур по керну

Попытка изучения распространения трещиноватости в породах одного стратиграфического горизонта в пределах одной структуры по скважинам была проделана автором по другим площадям (Осинской и

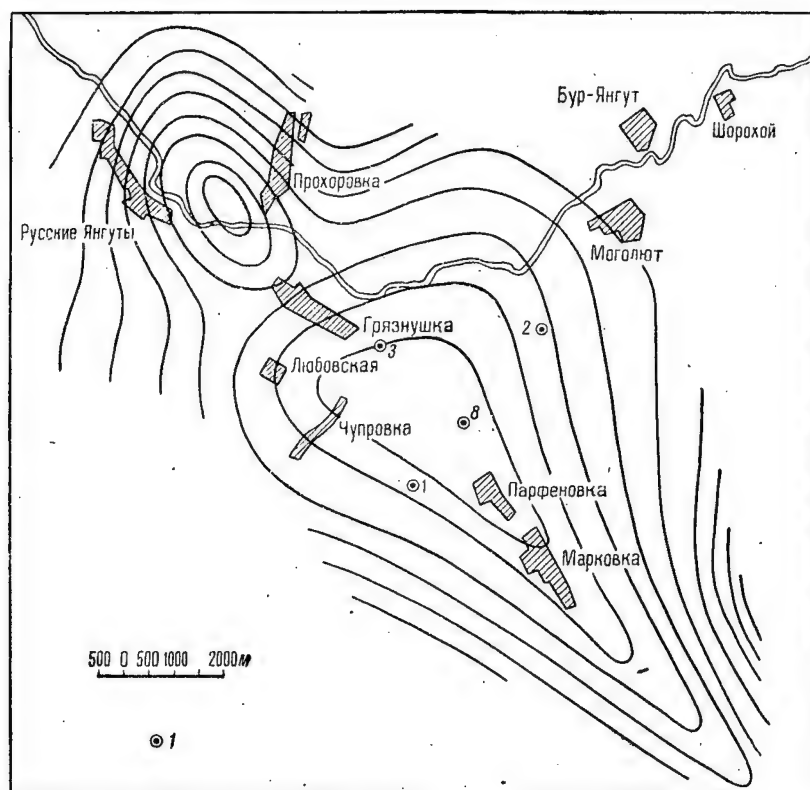


Фиг. 35. Структурная схема Осинского района (по данным М. М. Иванова и В. Н. Калачевой).

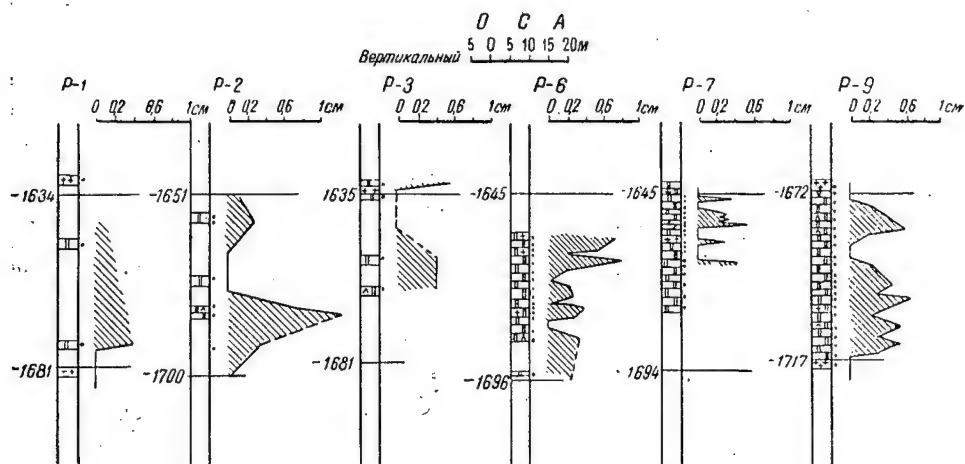
1 — роторная скважина; 2 — изогипсы по подопье водорослевого горизонта ангарской свиты; 3 — изогипсы по кровле мотской свиты.

Парфеновской структурам). Дело в том, что по Боханской структуре, где пробурено 5 глубоких скважин, керновый материал дает мало представлений о макротрещиноватости какого-либо одного горизонта в карбонатной толще.

На Осинской и Парфеновской площадях керновым материалом удовлетворительно представлен осинский горизонт усольской свиты. На Осинской площади из 9 пробуренных скважин только в двух (4-Р и 5-Р) керн не поднимался из этого горизонта. На Парфеновской площади керн по



Фиг. 36. Структурная карта Парфеновского поднятия по верхнему опорному горизонту ангарской свиты (составил М. М. Иванов).
1 — роторные скважины.



Фиг. 37. Характер распространения трещиноватости в осинском
1 — места взятия образца; 2 — диаграмм

осинскому горизонту имеется по всем четырем скважинам. Осинская и Парфеновская нефтегазотермические площади расположены в 30 км к северу (Осинская) и к северо-востоку (Парфеновская) от Боханской.

Данные о геологическом строении Осинского и Парфеновского поднятий по верхним горизонтам сходны с Боханским. По ангарским отложениям обе структуры вытянуты в северо-западном направлении, одна на продолжении другой. Размеры Осинской структуры примерно такие же, как Боханской (фиг. 35), Парфеновская структура в 2 раза больше (фиг. 36).

По нижним подсолевым горизонтам Осинская структура представляет собой уже пологую моноклиналь с направлением падения пород на северо-восток, с некоторым увеличением угла падения пород на севере площади (см. фиг. 35). Парфеновская структура в кровле мотской свиты по данным 4 скважин представляет пологое поднятие с амплитудой в 22 м.

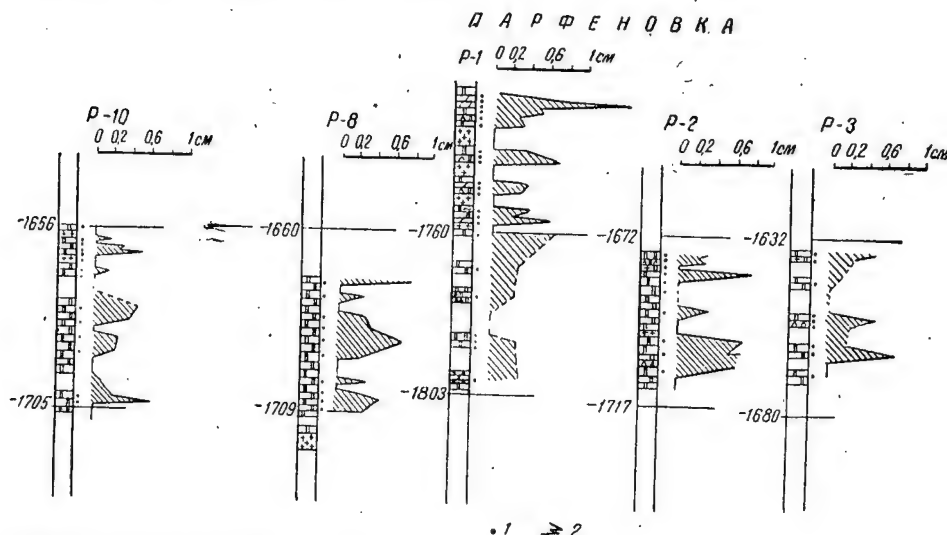
По этим двум площадям нами построены диаграммы удельной плотности макротрещин в породах осинского горизонта (фиг. 37).

Из анализа этих диаграмм можно сделать заключение, что наиболее интенсивная трещиноватость осинского горизонта наблюдается в скв. 9-Р, наименьшая — в скв. 7-Р. От скв. 7-Р наблюдается повышение степени трещиноватости к северу (скв. 6-Р, 9-Р) и к востоку (скв. 2-Р и 10-Р).

Таким образом, на Осинской площади наиболее трещиноватые породы осинского горизонта на участке скважин 9, 6, 3, 2, т. е. на северо-восточном участке, где наблюдается относительно более крутое падение слоев.

На Парфеновской площади наиболее трещиноватыми являются породы верхней части осинского горизонта (скв. 1-Р) и ее средней части (скв. 8-Р и 2-Р).

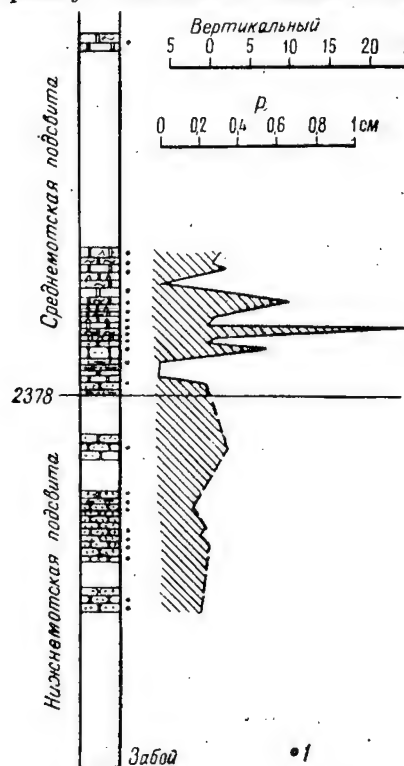
Если сравнить по характеристике трещиноватости породы осинского горизонта в целом, то можно заключить, что из всех четырех скважин наименее они трещиноваты в скв. 3-Р.



горизонте усольской свиты, по Осинско-Парфеновской площади.
удельной плотности трещин.

В скв. 1-Р Парфеновки интересно также отметить сильно трещиноватые породы карбонатной пачки, размещенные в 30 м выше кровли осинского горизонта (см. фиг. 37). Здесь наибольшие пики на диаграмме удельной плотности трещин совпадают с такими же пиками газокаротажной диаграммы.

В целом, по указанным данным можно заключить, что 1) по материалу Боханских скважин повышенной удельной плотности макротрещин



Фиг. 38. Характер трещиноватости в нижнепермских отложениях в скважине 1-Р на Парфеновской площади. 1 — место взятия образца. ρ — плотность трещин на 1 см² площади керна.

Здесь удельная плотность трещин достигает 1,2 см/см². В терригенной же части разреза (подошва среднепермской подсвиты и нижнепермская подсвита) удельная плотность трещин не превышает 0,35 см/см².

Однако если считать, что здесь по аналогии с Боханской площадью в терригенных породах все трещины открытые, то их фильтрационные свойства могут оказаться гораздо выше, чем в карбонатных породах. Поэтому, несмотря на меньшую густоту этих трещин, по сравнению с породами вышележащей толщи, можно ожидать здесь более высоких показателей физических свойств трещиноватых пород.

Возможно, что полученный в этой скважине фонтан из нижнепермской подсвиты связан с коллектором трещинного типа.

по разрезу отвечает и повышенная трещинная проницаемость; 2) относительно интенсивной удельной плотности трещин соответствуют пики повышенных газопроявлений на газокаротажных диаграммах; 3) в тех интервалах, где керна расщеплен трещинами, он всегда обладает запахом бензина или сероводорода (в плотных разностях этих пород запах отсутствует).

Из вышеуказанного можно считать, что даже без учета данных о физических свойствах трещинных коллекторов возможно выделить, по-видимому, для опробования на нефть и газ осинский горизонт в скв. 9-Р (Оса), его кровлю в скв. 1-Р (Парфеновка), горизонт доломитов в 30 м выше кровли осинского горизонта в той же скважине и нижнюю половину его в скв. 10-Р (Оса) и 2-Р (Парфеновка).

Необходимо также отметить, что в скважине 1-Р на Парфеновке по кривой удельной плотности трещин нижней части среднепермской подсвиты и верхней части нижнепермской подсвиты (фиг. 38) более высокие пики оказались в той части разреза, где он представлен карбонатными породами (в 10 м выше кровли нижнепермской подсвиты).

-VI. ВЫВОДЫ

В результате произведенных работ по изучению трещиноватых пород нижнего кембрия Иркутского амфитеатра как возможных коллекторов нефти можно сделать следующие предварительные выводы.

1. Устанавливается тектонический характер трещин, распространенных только в пределах одного пласта (трещины II порядка).

2. Тектоническая трещиноватость (макротрещины) пород нижнего кембрия на поднятиях Введенском и Боханском наиболее сильно проявляется на перегибах слоев, т. е. в своде и периклинальных окончаниях структур.

3. Тектоническая трещиноватость и густота трещин в породах в свою очередь зависит также от литологических особенностей пород — в более хрупких породах с большим количеством кремня (ангарская свита на Боханской структуре) густота трещин больше, чем в неокремненных породах (Введенская структура).

4. На основании изучения распространения трещиноватости на площади Боханского поднятия можно сделать заключение, что участкам с наибольшей плотностью макротрещин примерно соответствуют участки наибольшей плотности волосных трещин. Тем самым намечается связь между распределением тектонической трещиноватости и микротрещиноватости по площади.

5. При изучении распространения макро- и микротрещиноватости по разрезу (на основании кернового материала) наблюдается совпадение интервалов с наибольшей плотностью макро- и микротрещин. Отсюда можно сделать вывод о связи микротрещин с тектоническими трещинами и по разрезу.

6. Среди трещин, распространенных в разрезе нижнего кембрия, по характеру заполнения трещин и их пересеченности устанавливается их относительный возраст (четыре генерации трещин). Из них наиболее интересны для целей изучения коллекторских свойств открытые трещины и выполненные битумом.

7. В разрезе нижнекембрийских отложений наблюдается зависимость распространения характера трещин от литологического состава пород. В карбонатном комплексе преобладают трещины, выполненные битумом и минеральным веществом, в терригенном комплексе встречаются преимущественно открытые трещины.

8. Среди трещин, выполненных битумом, различаются две генерации — более ранние трещины (I генерация) и более поздние (III генерация). Если первые встречаются по всему разрезу карбонатного комплекса, то вторые наблюдаются преимущественно в горизонтах с нефте-газопроявлениями.

9. В результате изучения керна по шлифам и лабораторными исследованиями возможно выделение ряда зон относительно повышенной трещинной проницаемости, о количественном выражении которой в настоящее время еще пока трудно судить.

ЛИТЕРАТУРА

- Бел о у с о в В. В. Тектонические разрывы, их типы и механизм образования. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, 17, 1952.
- Г м и д Л. П. Литолого-петрографическое исследование трещиноватых пород палеозоя Южно-Минусинской впадины Иркутского амфитеатра и Башкирского Приуралья и их коллекторские свойства. Фонды ВНИГРИ, 1957.
- Д а н и л о в и ч В. Н. Основы теории деформации геологических тел. Иркутск, 1953.
- Е ф и м о в М. И. Разведочные площади Присаянья. Фонды ВНИГРИ, 1956.
- К а л а ч е в а В. Н. и Б а з а н о в Э. А. Соляная тектоника и классификация структур как объектов нефтяной разведки на юге Сибирской платформы. Фонды ВНИГРИ, 1956.
- К а л а ч е в а В. Н. Предварительный отчет по теме «Трещиноватые породы нижнего кембрия Присаянья и их коллекторские свойства». Фонды ВНИГРИ, 1957.
- К и р и л л о в а И. В. Опыт анализа трещиноватости в слоистых толщах восточного погружения триалетской складчатой области. ДАН СССР, нов. сер., т. 1, 1945.
- К о н д р а т ь е в а З. А. и А в е р ь я н о в а В. А. Маркирующие горизонты, сопоставление разрезов и стратиграфия кембрийских отложений Иркутского амфитеатра. Фонды ВНИГРИ, 1956.
- К о н о н о в А. И. Новые данные по тектонике юго-восточной части Сибирской платформы. Фонды ВСНГ, 1957.
- Л е в и н А. И. и Л у к ш и н о в В. И. Геологическое строение и нефтеносность Боханской антиклинальной структуры. Фонды ВСНГ, 1957.
- М и х а й л о в А. Е. Полевые методы изучения трещин в горных породах. Госгеолиздат, 1956.
- Н о в и к о в а А. С. О трещиноватости осадочных пород восточной части Русской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., вып. 5, 1951.
- П е р м я к о в Е. Н. Тектоническая трещиноватость Русской платформы. Материалы познания геол. строения СССР, нов. сер., вып. 12 (16), изв. МОИП, 1949.
- П е р м я к о в Е. Н. и К а р а в а ш к и н а Ю. А. Поиски и изучение платформенных структур методами исследования тектонической трещиноватости. БМОИП, отд. геол., 28, № 6, 1953.
- Р о м м Е. С. Исследования фильтрации в трещиноватых породах в связи с их коллекторскими свойствами. Фонды ВНИГРИ, 1957.
- С м е х о в Е. М. Анализ современного состояния вопроса о трещинных коллекторах. Фонды ВНИГРИ, 1956.
- С м е х о в Е. М. и Р о м а ш о в а М. Г. Временная инструкция по изучению трещиноватости горных пород в полевых условиях (в связи с коллекторскими свойствами). Фонды ВНИГРИ, 1956.
- С м е х о в Е. М. Трещиноватые породы как возможные коллекторы нефти и газа и их значение при поисково-разведочных работах в Сибири. Труды ВНИГРИ (НТО нефтяников), «Геология и химия», 1 (VII), 1957.
- С у л и м о в И. Н. и Г л у х о в В. И. Геологическое строение Олхинского района в Иркутском Присаянье. Фонды ВСНГ, 1957.
- Т р о ф и м у к А. А. К вопросу об оценке емкости трещиноватых нефтяных коллекторов. «Нефт. хоз.», № 7, 1955.
- Ч а р у ш и н Г. В. Тектоническая трещиноватость слабо дислоцированных осадочных пород юго-востока Иркутского амфитеатра. БМОИП, отд. геол., № 3, 1957.

*Трещиноватые породы и их коллекторские свойства**М. Г. Ромашова***ОПЫТ ИЗУЧЕНИЯ МАКРОТРЕЩИНОВАТОСТИ ГОРНЫХ ПОРОД
(ПО ДАННЫМ НОВОВОСКРЕСЕНСКОЙ СТРУКТУРЫ
В ИРКУТСКОЙ ОБЛАСТИ)****І. ВВЕДЕНИЕ**

Статья содержит данные результатов обработки полевых наблюдений, проведенных в 1956 г. на Нововоскресенской структуре (53° с. ш. и 104—105° в. д.) в юго-западной части Иркутского амфитеатра. Материалы эти по возможности увязаны с данными о геологическом строении района в пределах того объема, который был доступен автору.

При исследованиях проводились рекогносцировочные маршруты по всей структуре с целью выбора станций наблюдений над макротрещиноватостью в совокупности с геологическими наблюдениями по отдельным участкам, которые велись в основном по системам рек и их водоразделам. Изучение геологического строения района и наблюдения над макротрещиноватостью осложнялись очень плохой обнаженностью, однообразием литологического состава (доломиты) нижнекембрийских отложений, слагающих значительную часть данной территории.

По площади структуры было описано 66 станций наблюдения, располагающихся по Нововоскресенской, Тома, Хадартуй и Лаврентьевской падям. Всего было произведено около 2500 замеров макротрещиноватости.

Обработка (статистико-графическая) материалов по замерам макротрещин производилась в соответствии с предлагаемым комплексом последовательных операций:

- а) приведение к горизонту пластов и выяснение ориентировки трещин по отношению к приведенному слою;
- б) определение всей совокупности сети трещин на стандартной площадке (график-квадрат);
- в) построение диаграмм-роз трещиноватости;
- г) построение круговых диаграмм трещиноватости и
- д) составление карт по удельной густоте трещин и по степени раскрытости трещин на структуре.

ІІ. ОБЩИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Район исследований располагается в пределах Ангара-Ленской возвышенности. Плоская, в значительной степени пeneпленизированная, поверхность ее расчленена глубоко врезанной речной сетью, что создает

* Большая часть данных по крелиусному бурению и весь керновый материал в распоряжении автора не находился.

впечатление типичного облика «столовой страны». Максимальные абсолютные высоты в 800—946 м отмечаются на северо-востоке и востоке структуры.

Важно отметить, что основные овраги (в прошлом, очевидно, мощные промоины) правого берега р. Иды имеют простирания, близкие к ориентировке систем крупных трещин (320—360—20°). Здесь, на протяжении 12 км, структура рассекается 4 падами (древние русла пересохших рек) меридионального простирания. Выделенные системы трещин: северо-западная (IV), меридиональная (II) и северо-восточная (III) в основном имеют соответствующую же ориентировку; особенно это относится ко II системе трещин (360°).

Наряду с руслами древних потоков отмечаются некоторые более «молодые» овраги, расположенные параллельно древним руслам. Очевидно, образование этих форм происходило по наиболее ослабленным зонам (трещинам), в результате чего борта оврагов являются одновременно и стенками трещин, по которым происходило интенсивное «отслаивание» породы. Основные родники приурочены к падам и имеют сток к югу (р. Ида). Очевидно, циркуляция подземных вод связана с трещиноватостью и главным образом с системой трещин меридионального простирания.

Наличие обильных воронок провала в доломитах ангарской свиты и довольно отчетливая связь «молодых» оврагов с последними позволяет предположить, что в образовании многих трещин активное участие принимали карстовые явления.

В строении описываемой площади принимают участие отложения нижнего, среднего и верхнего кембрия и четвертичной системы.

В основу расчленения кембрийских отложений положена стратиграфическая схема, разработанная группой геологов треста «Востсибнефтегеология», которую мы приводим ниже.

| | |
|-----------------------------|---------------------------------|
| Нижний кембрий | Cm ₁ |
| Ленский ярус | Cm _{1,2} |
| Ангарская свита | Cm ₁ ^{2an} |
| Верхнеангарская подсвита | Cm ₁ ^{2an2} |
| Средний кембрий | Cm ₂ |
| Верхний кембрий | Cm ₃ |
| Верхоленская свита | Cm ₃ ² |
| Нижневерхоленская | Cm ₃ ¹ |
| Средневерхоленская подсвита | Cm ₃ ² |

Каждая подсвита подразделяется в свою очередь на ряд пачек, отличающихся одна от другой литологическим составом.

Верхнеангарская подсвита содержит пачку водорослевых доломитов и брекчий. Нижневерхоленская подсвита — осинскую и балаганскую пачки. Средневерхоленская — усть-талькинскую и михайловскую пачки.

Границы между этими подразделениями условные, так как фаунистически они не охарактеризованы.

Пачка водорослевых доломитов и брекчий является наиболее древними отложениями в районе; с ними и было связано изучение трещиноватости.

Обнажения этих пород наблюдаются по долине р. Иды и ее притокам в районе сс. Нововоскресенка, Мальково, Лаврентьевская, Укыр и далее к северу.

В литологическом отношении пачка водорослевых доломитов и брекчий повсеместно представлена доломитами белого (мучнистые разности), светло-серого, реже темно-серого цветов. Доломиты мелкозернистые. В верхней части доломиты средне- и тонкоплитчатые, в нижней части — массивные.

Последние разности доломитов сильно кавернозны. Каверны в большинстве случаев выполнены рыхлой железисто-известковой «мукой» и глиной. Иногда по стенкам каверн наблюдаются кристаллы кальцита белого или желтого цвета.

По предварительным и неполным данным в доломитах встречаются точечные вкрапления пирита, частично или нацело превращенного в гидроокислы железа, а также трещины в породах, выполненные крупнокристаллическим кальцитом, очевидно вторичного происхождения. Такое изменение аутигенного пирита в лимонит объясняется, по-видимому, диагенетическими процессами изменения породы.*

Среди доломитов встречаются и пропластки полосчатых кремней, которые подчеркивают чередование светлых и темных разностей. Мощность этих пропластков достигает 0,8—3,5 см. Окремнение породы иногда наблюдается участками, в виде пятен или линз, а также по трещинам, секущим породу почти перпендикулярно наслоению.

В виде небольших прослоев среди описываемых доломитов наблюдаются известняки серого и темно-серого цветов, а также плитчатые разности.

Текстура водорослевых доломитов несколько своеобразна, на что указывали ранее, А. Н. Сачук и З. А. Акульчева (1955). Для нее характерна куполовидная форма «скорлуповатого» сложения или «микроскладчатость». Размер таких местных «куполов» складок достигает 10—15 м в поперечнике и до 5 м в высоту.

Углы наклона слоев на подобных куполах колеблются от 10 до 35°, что очень затушевывает действительную картину тектоники и осложняет в отдельных случаях обработку материала по трещиноватости.

Основной тектонический фон района — Ангарский вал. На нем выделяется ряд антиклинальных структур: Благодатная, Нововоскресенская, Тихоновская и др.

Нововоскресенская структура, по которой производились исследования, располагается в районе поселков Нововоскресенка, Аса, Лаврентьевская и Укыр. Структура эта представляет собой асимметричную куполовидную складку, несколько вытянутую в меридиональном направлении. Размеры ее определяются по длинной оси в 10—12 км, по короткой — в 8—9 км (по изогипсе 520 м). Площадь структуры исчисляется в 80 км². Амплитуда ее поднятия в пределах изогипс 520—580 достигает 60 м.

Свод складки сложен отложениями пачки водорослевых доломитов и брекчий верхнеангарской подсвиты, нижнего кембрия и залегающими на них нижними пластами осинского горизонта нижневерхоленской подсвиты верхнего кембрия.

Северо-восточное крыло поднятия относительно более крутое (3°); юго-восточное и юго-западное — пологое (1—1,5°).

Вопрос о простирации структуры является пока спорным. В противоположность высказанному мнению о меридиональном простирации структуры рядом авторов высказываются и другие мнения. Так, напри-

* Петрографическое описание доломитов частично производилось автором.

мер, геологами Иркутской экспедиции ВНИГРИ принимается широтное или близкое к нему простирание структуры. Иной точки зрения придерживаются геологи треста «Востсибнефтегеология» (Н. А. Цахновский и Т. Н. Титоренко), указывающие, что для складки характерно северо-западное направление. Такое положение опровергается Ю. А. Притулой, который говорит, что это простирание объясняется осложнением складки, затушевывающей основное ее направление. Притула считает основным направлением структуры на западе, по-видимому, северо-восточное, а при удалении на восток — широтное.

Изучение трещиноватости по Нововоскресенской структуре, которое производилось по восточной ее площади, дало возможность уточнить данные о простирании структуры.

III. МЕТОДИКА ОБРАБОТКИ ПОЛЕВЫХ ДАННЫХ И ИХ АНАЛИЗ

Наблюдения над трещиноватостью, так же как и первичная камеральная обработка, велись согласно «Временной инструкции» Е. М. Смехова и М. Г. Ромашовой (1956).

Для исследований первого года методика, приведенная в этой «Инструкции», удовлетворяла тем требованиям, которые к ней предъявлялись. В настоящее время положение несколько изменилось. Накапливающийся фактический материал по различным геологическим районам Советского Союза заставляет пересмотреть некоторые положения, которые освещены во «Временной инструкции».

На примере обработки фактического материала по Нововоскресенской структуре выяснилась необходимость применения приведения пласта к горизонту при падении пластов больше 10° , что существенным образом влияет и на ориентировку систем трещин.

В процессе обработки фактических данных также выяснилась необходимость несколько изменить и методику выявления всей совокупности сети трещин.

Предлагаемый нами способ позволяет на основе тригонометрических формул и их преобразований выяснять истинное количество трещин, а также определять и длину трещин данной системы, необходимую для подсчета плотности трещиноватости. Этот метод требует дополнительной проверки на материалах, собранных по другим геологическим районам и для различных литологических разностей.

При построении диаграмм-роз трещиноватости рекомендуется пользоваться не векторным изображением простирания трещин, а составлением карты трещиноватости, что является более наглядным методом и позволяет, когда это требуется, производить расчет структуры и уточнять ориентировку отдельных элементов складки относительно геологических данных.

Впервые в практике обработки материалов по трещиноватости произведено определение таких параметров как плотность систем трещин, находимая по круговым диаграммам, определение удельной густоты макротрещиноватости и введено понятие «коэффициента» раскрытости трещин по структуре, позволяющего сравнивать данные о трещиноватости по элементам складки. Определение двух последних параметров имеет пока чисто методический смысл и требует дальнейшей разработки. Необходимо учесть, что при исследованиях раздельно не разграничивалась методика обработки сквозных (секущих обычно группу пластов) и пластовых трещин. Опыт подобных исследований произведен В. Н. Калачевой.

1. «Приведение» пласта в горизонтальное положение и ориентировка систем трещин относительно приведенного слоя

Данный метод позволяет устранить влияние наклона пластов на ориентировку систем трещин в пространстве.

В процессе обработки фактического материала по Нововоскресенской структуре стало очевидным, что положение трещин в пространстве строго связано с залеганием того слоя, который они секут. На эту закономерность в свое время еще указывала И. В. Кириллова (1945) для складчатых структур правобережья р. Куры.

Рассмотрение данных по Нововоскресенской структуре показало, что для горизонтально залегающих пластов или наклоненных под углами не более 16° характерны крутопадающие трещины, и, наоборот, крутозалегающие слои характеризуются полого падающими трещинами. Такая зависимость визуально хорошо прослеживается только для трещин «пластовых» и в меньшей мере для «сквозных» трещин.*

Ввиду того что трещины замеряются на участках с самыми различными элементами залегания пород, сравнение их друг с другом очень затруднительно. Естественно, что для сопоставления систем трещин между собой и изучения их ориентировки по отношению к слою, который они секут, необходимо произвести приведение пласта в горизонтальное положение и фиксировать расположение трещин в координатах приведенного слоя.

Этот способ ранее довольно подробно был освещен в работе И. В. Кирилловой (1945).

Ниже, по данным 24 станций наблюдения по Нововоскресенской структуре, остановимся на некоторых основных положениях этого метода ориентировки систем трещин.

В методическом отношении обработка данных подразделяется на следующие этапы.

1. На стереографическую проекцию (фиг. 1) наносятся проекции плоскости пласта и трещин — азимут и угол падения. Поллюсом плоскости является след от пересечения нормали к ней со сферой. Поллюс наносится на координатную сетку проекции по элементам залегания той или иной плоскости.

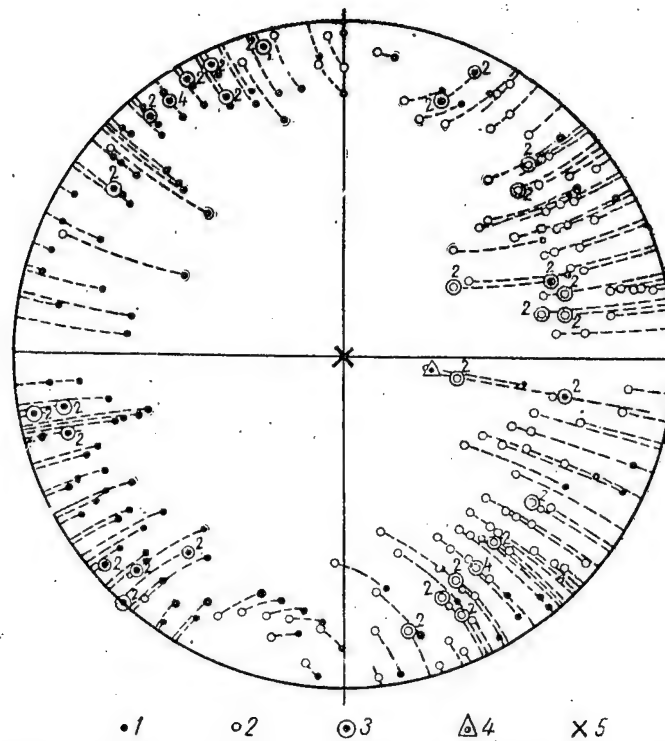
Процесс нанесения проекции плоскости на стереографическую проекцию подробно обсуждается автором в своем более раннем отчете (1956), а также во «Временной инструкции по изучению трещиноватости горных пород» Е. М. Смехова и М. Г. Ромашовой (1956).

2. Приведение пласта в горизонтальное положение осуществляется приведением его поллюса на экватор (фиг. 2), по дуге «ХУ», и вращением его вокруг горизонтальной оси до совпадения поллюса пласта с центром проекции (на величину «УО» смещают поллюс плоскости пласта).

На то же угловое расстояние «УО», что и для поллюса пласта, перемещаются поллюсы систем трещин по соответствующим широтам (фиг. 3).

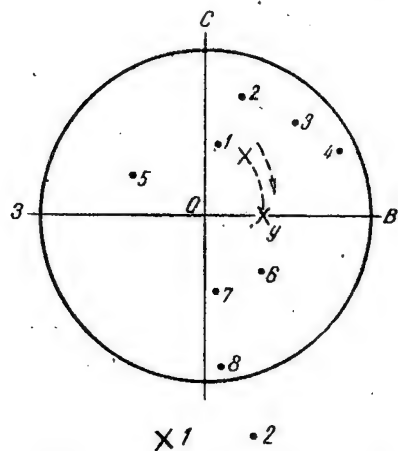
3. Снятие новых приведенных значений азимутов поллюсов систем трещин производится методом обратным проектированию плоскости трещин на стереографическую проекцию (фиг. 4).

* «Пластовыми» трещинами именуется трещины, секущие только один пласт (слой), а «сквозными» — секущие всю монолитную толщу (несколько пластов).



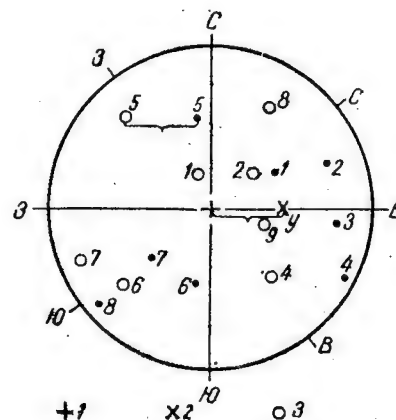
Фиг. 1. График приведения пласта к горизонту для устранения ошибки в ориентировке трещин за наклон пласта. (Восточная периклиналь Нововоскресенской структуры, ст. наблюдения 48):

1 — проекции полюсов трещин, не приведенные к пласту; 2 — проекции полюсов трещин, приведенные к пласту; 3 — количество совпавших проекций полюсов трещин; 4 — проекция полюса пласта; 5 — проекция полюса пласта, приведенного к горизонту.



Фиг. 2. Приведение полюса пласта к экватору:

1 — полюс плоскости пласта; 2 — полюс плоскости трещин, обозначенный порядковым номером.



Фиг. 3. Перемещение полюсов систем трещин:

1 — полюс плоскости пласта, приведенного к горизонту; 2 — полюс плоскости пласта; 3 — полюс плоскости трещин, ориентированных относительно горизонтального пласта; 4 — полюс плоскости трещин, не ориентированных относительно горизонта пласта.

Так, например, для полюсов трещин 1, 2, 3 и т. д. приведенные азимуты будут таковы (фиг. 4):

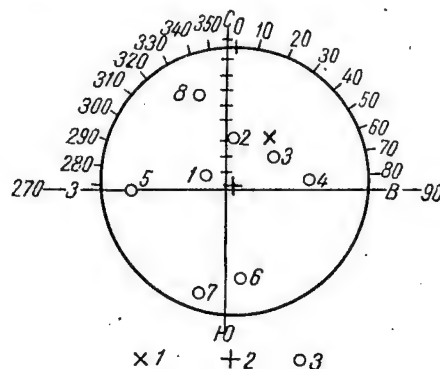
| | | | | | |
|------|------|------|------|------|------|
| 1—СВ | 62° | ∠20° | 5—СЗ | 273° | ∠70° |
| 2—СВ | 2° | ∠30° | 6—ЮЗ | 188° | ∠70° |
| 3—СЗ | 304° | ∠30° | 7—ЮВ | 160° | ∠80° |
| 4—СЗ | 277° | ∠45° | 8—СВ | 17° | ∠60° |

Сопоставление диаграмм-роз трещиноватости, построенных с учетом приведения трещин к горизонтальному пласту и без него (фиг. 5), показывает, что ориентировка систем трещин меняется азимутально.

Так, например, на диаграмме-розе трещиноватости, построенной для станции наблюдения № 5 (свод структуры), без приведения к горизонтально ориентированному пласту, выделяется отчетливо III система (северо-восточное направление) трещиноватости. На диаграмме же, построенной после приведения трещин к горизонтально ориентированному пласту, фиксируется лишь одна I система (широтное простираение или близкое к нему) трещиноватости.

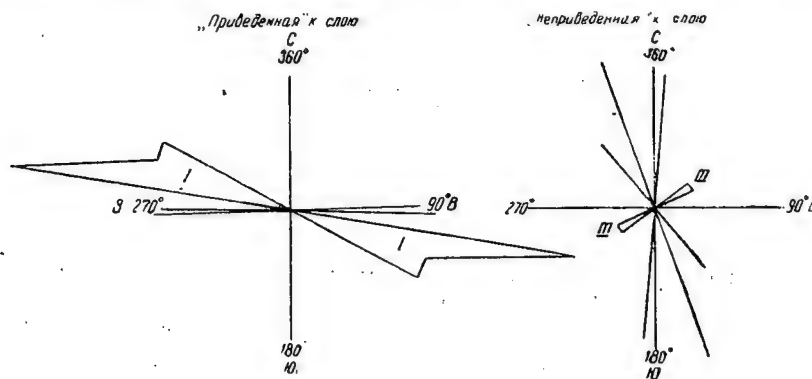
Сравнение диаграммы-розы неприведенной трещиноватости по станции наблюдения № 1 с диаграммой-розой приведенной трещиноватости (фиг. 6), составленной для этой же станции, показывает, что системы трещин последней располагаются значительно упорядоченнее и более закономерно, чем на неприведенной диаграмме.

Таким образом, можно заключить, что с помощью методики приведения пласта в горизонтальное положение и ориентировки систем трещин в координатах приведенного пласта удастся различить среди выделенных

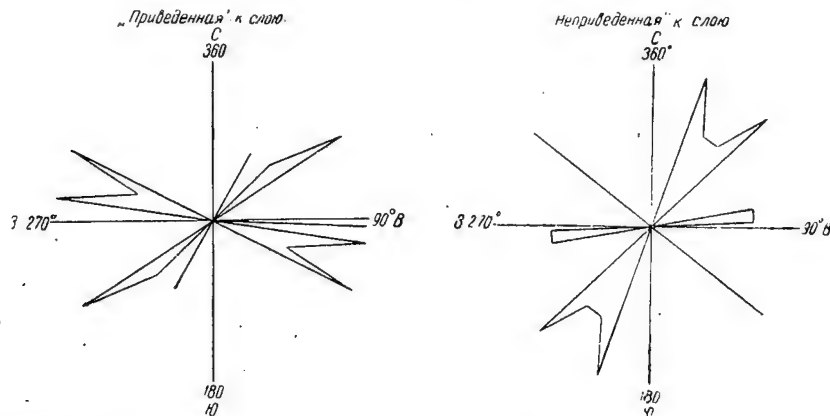


Фиг. 4. Приведенные азимуты трещин. (Диаграмма дана в положении для снятия приведенных азимуты трещин):

1 — полюс плоскости пласта; 2 — полюс плоскости пласта, приведенного к горизонту; 3 — полюс плоскости трещин, ориентированных относительно горизонтального пласта.



Фиг. 5. Диаграммы-розы трещиноватости по приведенным и неприведенным данным. Нововоскресенская структура, ст. наблюдения 5. Масштаб 1% — 2,5 мм.



Фиг. 6. Диаграммы-розы трещиноватости по приведенным и неприведенным данным. Нововоскресенская структура, ст. наблюдения 1. Масштаб 1% — 2,5 мм.

систем трещин определенную ориентировку к положению пласта и в целом в пространстве.

2. Определение всей совокупности сети трещин разных направлений с помощью графика-квадрата трещиноватости

После приведения пласта и систем трещин к горизонту необходимо устранить влияние на истинное количество трещин ориентировки обнажения относительно стран света. Следует отметить, что плоскость обнажения не всегда является благоприятной для выявления всех трещин различных систем, рассекающих пласт, так как при произвольном сечении пласта, обусловленном экспозицией обнажения, часть трещин может остаться незамеченной, будучи ориентированной параллельно или почти параллельно стенке обнажения.

Задача заключается в том, чтобы воспроизвести в горизонтальном сечении действительную картину развитой в породе трещиноватости, не доступной для непосредственного наблюдения. При этом допускается, что растрескивание в пласте является равномерным для каждой системы. Горизонтальное сечение, воспроизводимое в виде графика-квадрата трещиноватости, представляет собой квадратную площадку на поверхности пласта, на которую спроектированы все трещины, рассекающие пласт.

Как известно, метод графика-квадрата впервые был разработан Е. И. Пермяковым и Ю. А. Каравашкиной (1953).

Однако решение вопроса о влиянии ориентировки обнажения на установление количества трещин и выявление всей совокупности трещин остался мало исследованным. В связи с этим необходимо решить хотя бы приближенно влияние ошибок на количество замеров.

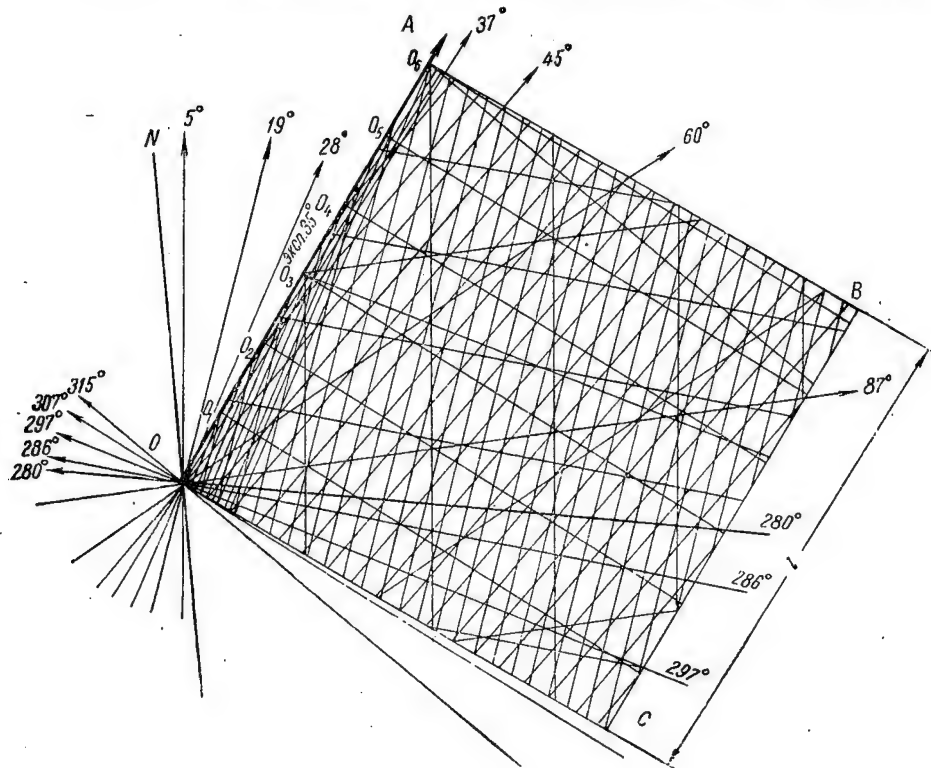
Как уже было отмечено, за основу метода графика-квадрата принято горизонтальное сечение взятой стандартной площади.*

Пользуясь основными исходными данными (таблица замеров трещиноватости по данному обнажению с распределением всех замеров простираний трещин по десятиградусным интервалам азимутов, ориентировка

* Как правило, площадью служит вертикальная стенка обнажения ограниченной длины (l), на которой производятся все замеры трещиноватости.

стенки обнажения — экспозиция длины стенки обнажения, средняя ширина раскрытости трещин каждого направления) в процессе камеральной обработки данных по восточной части Нововоскресенской структуры было построено по этому способу 60 графиков-квадратов трещиноватости.

В качестве иллюстрации приводим график-квадрат для станции на-



Фиг. 7. График-квадрат. Ст. наблюдения 47. Масштаб 1 см — 4,75 м; $l = 38$ м.

блюдения № 47 (фиг. 7), являющийся типичным для указанного метода обработки.

Методически процесс построения графика-квадрата трещиноватости складывается из ряда последовательных операций. Остановимся кратко лишь на некоторых основных этапах построения квадрата тем более, что при дальнейшей обработке материала мы были вынуждены отказаться от построения «квадрата» указанным способом.

1. Наносится линия экспозиции обнажения длиной l в определенном линейном масштабе по замеренному направлению 35° (см. фиг. 7). На концах этой линии восстанавливаем перпендикуляры и строим квадрат OABC.

2. Внутри квадрата OABC наносится сеть трещин, отвечающая каждому десятиградусному интервалу азимутов, исходя из данных таблицы трещиноватости; например, берем простирание трещины 286° .

3. Из данных по длине обнажения l (в принятом масштабе) и числа замеренных трещин S (5) данного азимута 286° получим расстояние между трещинами $(r = \frac{l}{S} = \frac{10}{5} = 2 \text{ см})$.

4. От угла квадрата откладываем по стороне l (экспозиция обнажения) расстояния, равные величине r , и получаем точки $O_1, O_2, O_3, O_4, O_5, O_6$ с интервалом 2 см. Затем из каждой точки (см. фиг. 7) параллельно азимуту 286° приводим линии каждой трещины.

5. Проведенные таким образом линии не заполняют равномерно всей площади квадрата. Часть его остается свободной и ее необходимо заполнить, проводя дополнительные линии параллельно тому же азимуту (286°), через интервалы, определившиеся в направлении, перпендикулярном азимуту.

6. Производится подсчет числа наклонных линий и записывается полученный результат в таблицу.

7. Аналогичным методом наносятся линии для всех азимутов, получая в конечном итоге отображение всей сети трещин — проекцию всех вертикальных трещин на горизонтальный участок площади пласта.

С помощью графика-квадрата трещиноватости определяется и удельная густота трещин ($q = \frac{S}{P}$, где S — сумма всех линий трещин в квадрате, а P — площадь квадрата).

При анализе графиков-квадратов трещиноватости, построенных по 60 станциям для Нововоскресенской структуры, выяснилось, что в ряде случаев (станции № 10, 16, 17, 31, 37, 47 и др.) указанный метод достройки квадрата приводит к чрезмерному увеличению числа трещин, что было установлено при построении макета-квадрата.

В качестве примера укажем на ту же станцию наблюдения № 47 (фиг. 7), где при простирании 4-х трещин в 37° увеличение числа трещин после исправления по квадрату произошло почти в 30 раз. Из рассмотрения квадратов по другим станциям стало очевидно, что такое резкое несоответствие между числом визуально замеренных и достроенных трещин происходит только для тех систем трещин, простирание которых приближается к ориентировке экспозиции обнажения.

Так, по станции наблюдения № 10 (экспозиция обнажения 335°) максимальное увеличение числа трещин происходит для систем трещин с простираниями 327 и 340° . То же самое можно наблюдать и по другим станциям: по станции № 16 — экспозиция обнажения 335° , максимальное увеличение трещин фиксируется для систем трещин 338 и 348° ; по станции наблюдения № 31 — экспозиция 355° , максимальное увеличение числа трещин наблюдается в пределах двух систем трещин — 347 и 357° и т. д.

Такое несоответствие между числом визуально замеренных трещин и достроенных по графику-квадрату вполне очевидно, так как при ориентировке той или иной системы трещин, близкой к экспозиции обнажения или замеренной в самой плоскости обнажения, визуально можем наблюдать выходы одной или двух трещин.

В связи с указанным затруднением в определении числа замеров, получаемых по графику-квадрату Е. Н. Пермякова, становится ясно, что на определение числа замеров, очевидно, будут влиять такие факторы, как:

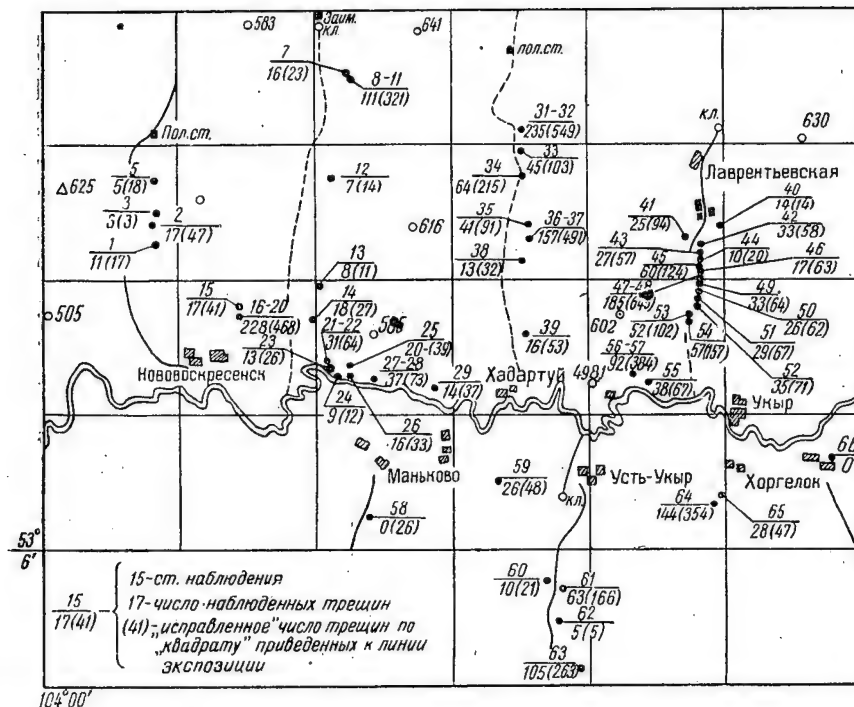
1) угол между линией экспозиции обнажения и простиранием трещин и

2) угол наклона трещин, которые не учитывались Е. Н. Пермяковым.

Ниже рассмотрим влияние этих факторов на определение количества трещин.

а) Зависимость количества трещин от угла между линией экспозиции и простиранием трещин

Применение графика-квадрата трещиноватости, построенного по линии экспозиции (Нововоскресенская структура), показало, что оно приводит к увеличению числа замеренных трещин примерно в 2 раза (станции наблюдения № 13, 16—20, 21—22, 23, 26, 27—28, 29, 59, 60, 63, 55, 44, 49, 45, 43, 52, 53, 64) либо в 3 раза (ст. набл. № 8—11, 61,



Фиг. 8. Схема наблюдаемых визуально и полученных по квадрату (приведенных к линии экспозиции) количеств трещин. Нововоскресенская структура.

46, 54) и даже в 4 раза (ст. набл. № 41, 56, 57). Почти без изменения остается число трещин по ст. набл. № 1, 3, 12 и 13 (фиг. 8). При изучении зависимости числа трещин от угла между экспозицией и простиранием трещин по ряду станций (табл. 1 — ст. 12, табл. 2 — ст. 13, табл. 3 — ст. набл. 41 и табл. 4 — ст. набл. 56) устанавливается, что при разнице углов между линией экспозиции и простиранием трещин от 90 до 45° увеличения числа трещин при построении графика-квадрата трещиноватости, по сравнению с визуально замеренными, не происходит. При угле от 45 до 35° количество трещин увеличивается в 2 раза. При углах 35—30° увеличение трещин происходит в 2,5 раза; при интервалах углов 30—15° наблюдается увеличение трещин в 3 раза и, наконец, при углах от 15 до 0° отмечается наибольшее увеличение количества трещин от 4 до 18 раз, соответственно увеличиваясь на одну трещину при уменьшении угла на 1°.

126

М. Г. Ромашова

Станция наблюдения № 12

Таблица 1

| Экспозиция | Простира- ние систем трещин | Угол между экспозици- ей и про- стиранием, град. | Количество трещин | | |
|--|-----------------------------------|--|----------------------|-----------------------------|---|
| | | | замеренных в поле | исправленных по квадрату | полученных с по- мощью углового коэффициента α |
| 360° | 310 | 50 | 1 | 1 | 1 |
| | 325 | 35 | 1 | 2 | 1 |
| | 340 | 20 | 1 | 3 | 3 |
| | 20 | 20 | 1 | 3 | 3 |
| | 40 | 40 | 2 | 4 | 4 |
| | 45 | 45 | 1 | 1 | 1 |
| Соответствие данных по квадрату и полученных с помощью углового коэффициента α | | | | | |

Станция наблюдения № 13

Таблица 2

| Экспозиция | Простира- ние систем трещин | Угол между экспозици- ей и про- стиранием, град. | Количество трещин | | |
|--------------|-----------------------------------|--|----------------------|-----------------------------|---|
| | | | замеренных в поле | исправленных по квадрату | полученных с по- мощью углового коэффициента α |
| 360° | 310 | 50 | 1 | 1 | 1 |
| | 327 | 33 | 2 | 5 | 5 |
| | 70 | 70 | 1 | 1 | 1 |
| | 80 | 80 | 3 | 3 | 3 |
| | 85 | 85 | 1 | 1 | 1 |
| Соответствие | | | | | |

Станция наблюдения № 41

Таблица 3

| Экспозиция | Простира- ние систем трещин | Угол между экспози- цией и про- стиранием, град. | Количество трещин | | |
|------------|-----------------------------------|--|----------------------|-----------------------------|---|
| | | | замеренных в поле | исправленных по квадрату | полученных с по- мощью углового коэффициента α |
| 360° | 280 | 80 | 1 | 1 | 1 |
| | 315 | 45 | 1 | 2 | 2 |
| | 348 | 12 | 3 | 16 | 21 |
| | 357 | 3 | 3 | 53 | 48 |
| | 57 | 57 | 4 | 6 | 4 |
| | 68 | 68 | 5 | 7 | 5 |
| | 78 | 78 | 5 | 6 | 5 |
| | 88 | 88 | 3 | 3 | 3 |

Станция наблюдения № 56

Таблица 4

| Экспозиция | Простира- ние систем трещин | Угол между экспози- цией и про- стиранием, град. | Количество трещин | | |
|------------|-----------------------------------|--|----------------------|-----------------------------|---|
| | | | замеренных в поле | исправленных по квадрату | полученных с по- мощью углового коэффициента α |
| 315° | 290 | 25 | 2 | 6 | 6 |
| | 300 | 15 | 1 | 4 | 4 |
| | 310 | 5 | 2 | 25 | 28 |
| | 330 | 15 | 2 | 9 | 8 |
| | 339 | 24 | 7 | 22 | 21 |
| | 347 | 32 | 10 | 25 | 25 |
| | 355 | 40 | 1 | 2 | 2 |
| | 5 | 50 | 1 | 1 | 1 |

Наглядным подтверждением наблюдаемой зависимости может служить тот факт, что при определении исправленного количества трещин в квадрате при помощи углового коэффициента * обнаруживалась допущенная ошибка при построении квадрата, так как составителем квадрата неверно было подсчитано число трещин (табл. 5, 6, 7).

Станция наблюдения № 17

Таблица 5

| Экспозиция | Простира- ние трещин | Угол между экспози- цией и про- стиранием, град. | Количество трещин | | |
|------------|-------------------------|--|----------------------|-----------------------------|----------------------------|
| | | | замеренных в поле | исправленных по квадрату | исправленных по графику |
| 265° | 277 | 12 | 2 | 10 (3)** | 14 |
| | 307 | 42 | 3 | 5 | 5 |
| | 320 | 55 | 3 | 4 | 3 |
| | 326 | 61 | 4 | 4 | 4 |
| | 337 | 72 | 8 | 11 | 8 |
| | 348 | 83 | 4 | 4 | 4 |
| | 357 | 88 | 8 | 9 | 8 |
| | 10 | 75 | 2 | 2 | 2 |
| | 60 | 25 | 1 | 3 (1) | 3 |
| | 67 | 18 | 2 | 3 | 6 |
| | 79 | 6 | 4 | 60 (12) | 52 |
| | 85 | 0 | 2 | 4 (50) | 4 |

Таким образом, между «исправленным» количеством трещин по графику-квадрату и углом между линиями экспозиции и простираанием трещин намечается явная зависимость.

* «Угловым коэффициентом» именуется то число, на которое увеличивается количество замеров трещин в зависимости от угла между линией экспозиции и простираанием ($K_{90-45^\circ} = 1$; при углах от 45 до 35° $K_{45-35^\circ} = 2$; при углах от 35 до 30° $K_{35-30^\circ} = 2,5$ и т. д.).

** В скобках обозначено число трещин, ошибочно исчисленное по квадрату.

Станция наблюдения № 16

Таблица 6

| Экспозиция | Простира- ние трещин | Угол между экспозицией и простира- нием, град. | Количество трещин | | |
|------------|-------------------------|---|----------------------|-----------------------------|----------------------------|
| | | | замеренных в поле | исправленных по квадрату | исправленных по графику |
| 340° | 297 | 43 | 2 | 3 | 4 |
| | 310 | 30 | 3 | 8 (5) | 8 |
| | 318 | 22 | 3 | 9 (5) | 9 |
| | 327 | 13 | 2 | 11 (3) | 12 |
| | 338 | 2 | 3 | 60 (11) | 51 |
| | 348 | 8 | 4 | 28 | 44 |
| | 358 | 18 | 4 | 13 (7) | 12 |
| | 37 | 27 | 3 | 4 | 9 |
| | 48 | 68 | 10 | 12 | 10 |
| | 57 | 77 | 9 | 12 | 9 |
| | 68 | 88 | 16 | 17 | 16 |
| | 77 | 83 | 10 | 10 | 10 |
| | 89 | 71 | 8 | 12 | 8 |

Станция наблюдения № 61

Таблица 7

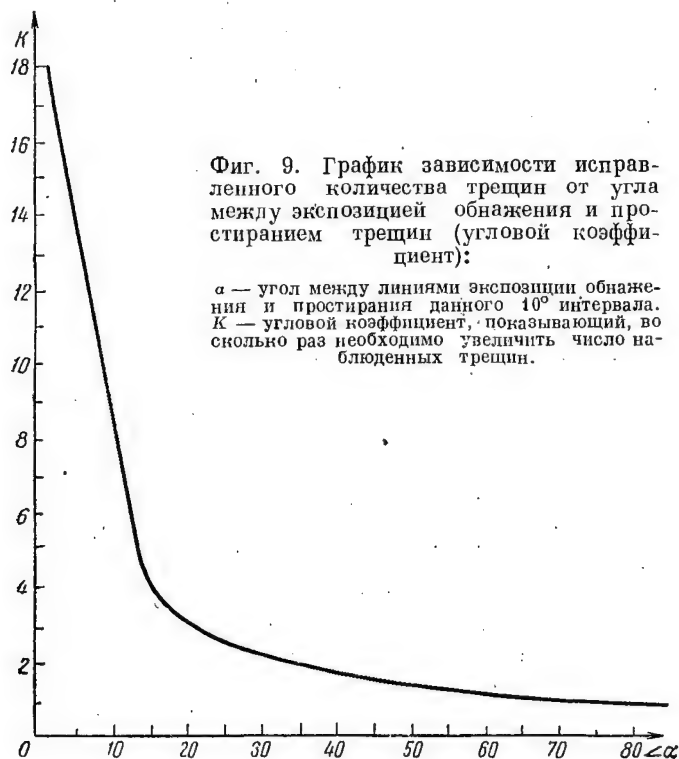
| Экспозиция | Простира- ние трещин | Угол между экспозицией и простира- нием, град. | Количество трещин | | |
|------------|-------------------------|---|----------------------|-----------------------------|----------------------------|
| | | | замеренных в поле | исправленных по квадрату | исправленных по графику |
| 360° | 280 | 80 | 1 | 1 | 1 |
| | 285 | 85 | 1 | 1 | 1 |
| | 295 | 65 | 3 | 4 | 3 |
| | 307 | 53 | 4 | 7 (6) | 4 |
| | 318 | 42 | 11 | 23 (19) | 22 |
| | 327 | 33 | 13 | 39 (20) | 33 |
| | 337 | 23 | 5 | 15 (6) | 15 |
| | 355 | 5 | 2 | 29 (4) | 28 |
| | 15 | 15 | 1 | 5 | 4 |
| | 27 | 27 | 3 | 8 (3) | 9 |
| | 38 | 38 | 4 | 8 (4) | 8 |
| | 48 | 48 | 8 | 14 (12) | 8 |
| | 57 | 57 | 6 | 11 (8) | 6 |
| | 85 | 85 | 1 | 1 | 1 |

Для выявления характера этой зависимости на основе фактических данных по 35 станциям нами была построена кривая (фиг. 9), отображающая связь между указанными параметрами. Как видно из графика эта зависимость не прямая, а сложная.

Однако, как уже отмечено выше, остается невыясненным положение о резком увеличении числа трещин при малых углах.

Как видно из кривой (фиг. 9), наибольшего несоответствия достигает число визуально замеренных и достроенных трещин при углах от 0 до 15°, что никак не соотносится с данными, наблюдаемыми в обнажении.

Для выяснения причины такого несоответствия и определения предела допускаемой ошибки необходимо рассмотреть влияние угла наклона трещины на увеличение числа трещин в графике-квадрате трещиноватости.



б) Зависимость количества трещин от угла наклона последних

Замеряя то или иное количество трещин в вертикальной стенке обнажения, важно точно знать, какое число из этих трещин при соответствующем угле наклона и строго ограниченной длине обнажения, а тем самым в предельных размерах горизонтальной плоскости (график-квадрат) не «выйдет» на площадь квадрата и, наоборот, сколько трещин можно «достроить» на этой площадке так, чтобы все они «уложились» бы в вертикальной плоскости (стенке нашего обнажения).

Поясним указанное следующей фиг. 10.

Обозначим S_0 — количество замеров трещин в вертикальной стенке обнажения, замеренное на станции наблюдения («видимые» трещины), а S_1 — число трещин, не пересекающих линию экспозиции.

Тогда в первом случае (А), когда угол падения трещин 70° , $S = S_0 + S_1 + S_2$, где S_2 — какая-то часть трещин, которыми необходимо «достроить» «квадрат» до полного его заполнения.

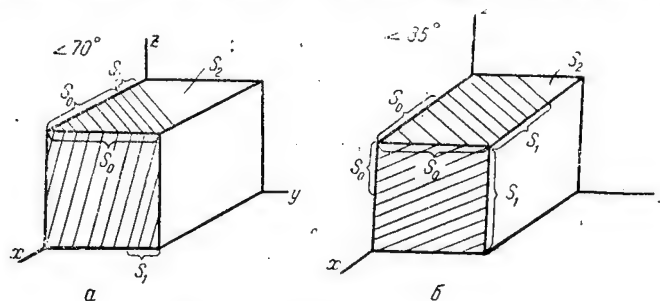
В связи с указанным возникает задача определения количественного соотношения между «видимым» числом трещин на экспозиции (т. е. пересекающих эту линию) и не «выходящих» на линию экспозиции при опре-

деленном угле следа трещины, с тем чтобы установить истинное (добавляемое) число трещин в горизонтальном сечении.

Для этой цели предлагается ряд номограмм, составленных нами для различных углов наклона следов плоскостей трещин (фиг. 11—16).

Номограммы (фиг. 11—16) строились следующим образом. За основу был взят наиболее часто встречаемый угол наклона следа плоскости трещины в вертикальной стенке обнажения по линии экспозиции (« l ») и расстояние между трещинами, фиксируемое по обнажению.

На номограмме при наклоне следа плоскости трещины в 30° (фиг. 11) в зависимости от расстояния между трещинами окажется различное число их, пересекающих линию экспозиции и не выходящих на нее. Таким образом, визуально замеренное число трещин будет складываться из какого-то



Фиг. 10. Достройка трещин.

числа трещин, пересекающих линию экспозиции и не выходящих на эту линию. Поэтому при пользовании номограммой определяется такое количество «видимых» и «невидимых» трещин, которое в сумме даст приблизительное значение замеренного количества трещин. Таким образом определяются значения S_0 и S_1 .

Например, при угле в 70° (фиг. 15) и 10 замеренных трещинах число видимых трещин равно 7; число невидимых трещин равно 2.

Применение номограмм основано на отыскании истинного угла наклона следа трещин в вертикальном сечении, методика определения которого и примеры обработки приведены ниже.

Определение количества трещин возможно установить также тригонометрически без графиков-квадратов трещин, которым следует заполнить свободное пространство на горизонтальной проекции.

Для большей наглядности воспользуемся данными какой-либо станции наблюдения.

Пусть у нас имеются следующие данные: экспозиция обнажения 335° и следующие два простирания трещин $327^\circ \angle 60^\circ$ — 4 трещины и $360^\circ \angle 70^\circ$ — 4 трещины.

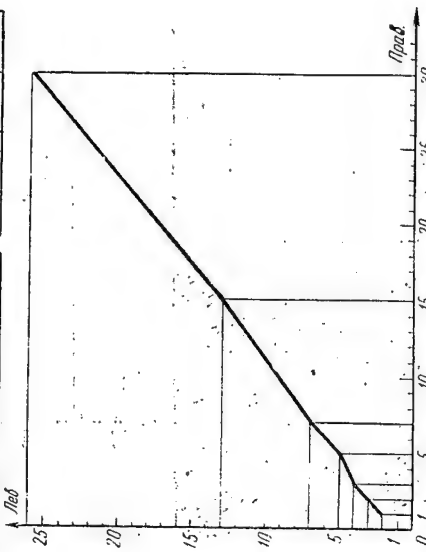
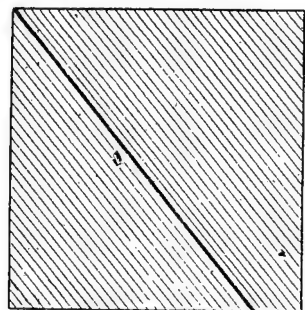
Рассмотрим два случая (фиг. 17):

- 1) когда линия простирания трещин вне «квадрата», т. е. левее экспозиции обнажения и
- 2) когда линия простирания трещин в квадрате, т. е. правее экспозиции.

Первый случай — экспозиция 335° , простирание трещин $327^\circ \angle 60^\circ$ — 4 трещины.

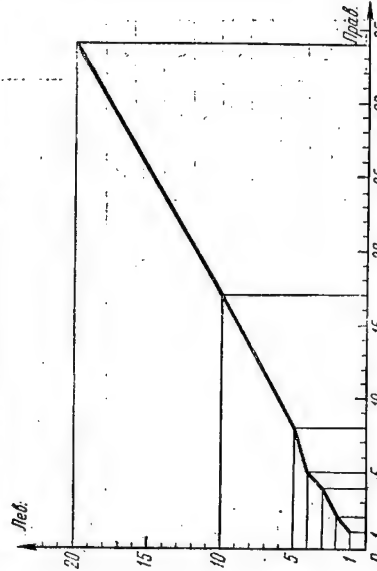
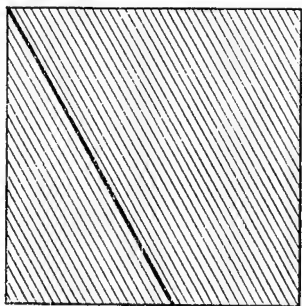
- а) Строим график-квадрат по экспозиции и простиранию.

| Число слоев в трещине | Размер между слоями в см | Размер разрыва частей трещины | Размер частей трещины |
|--------------------------------|-----------------------------------|--|-----------------------------|
| 40 | 0,25 | 26 | 30 |
| | 0,5 | 13 | 15 |
| | 1,0 | 7 | 7 |
| | 1,5 | 5 | 5 |
| | 2,0 | 4 | 3 |
| | 3,0 | 3 | 2 |
| | 4,0 | 2 | 1 |
| | 5,0 | 2 | 1 |

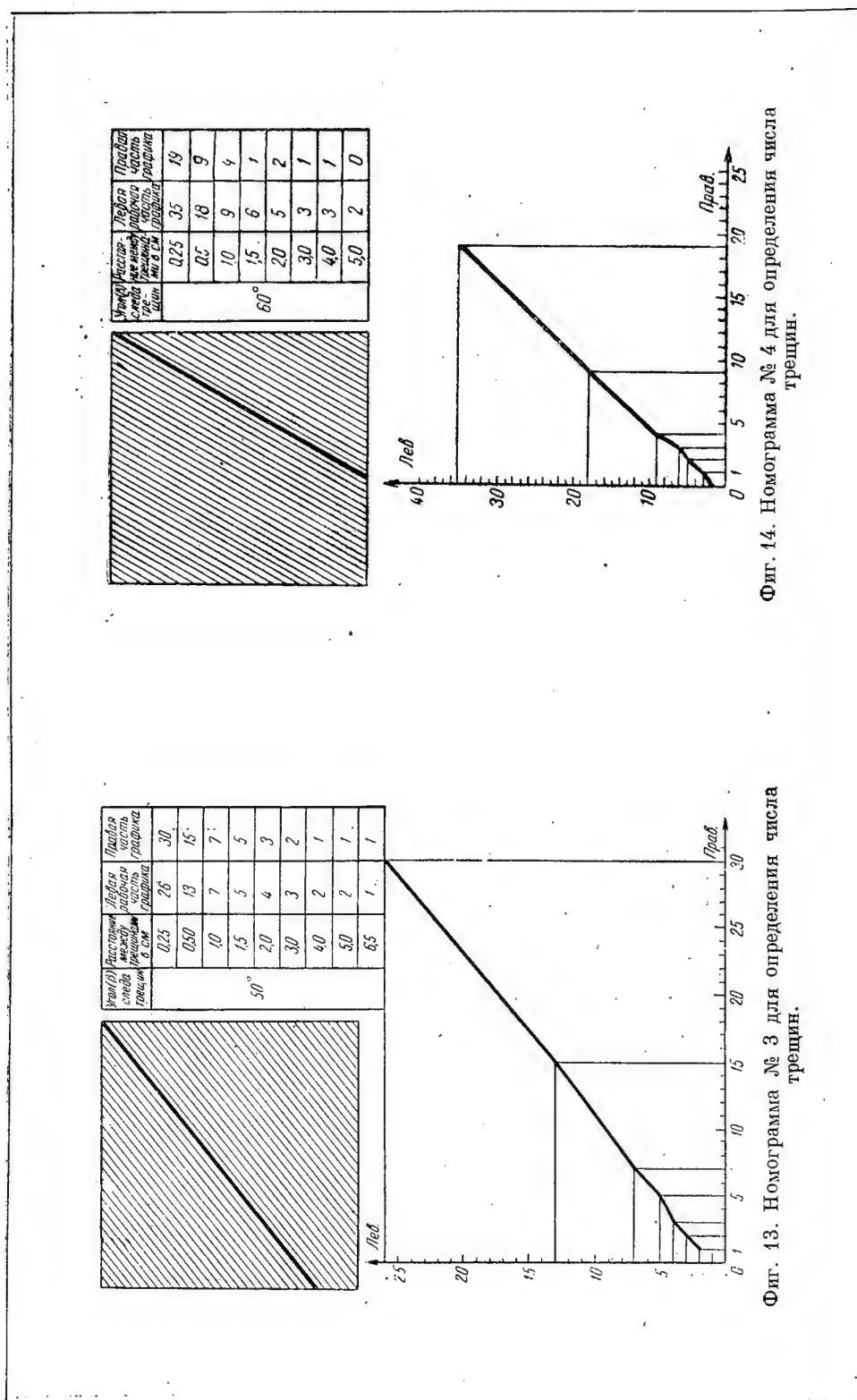


Фиг. 12. Номограмма № 2 для определения числа трещин.

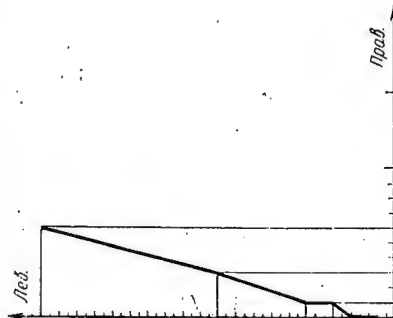
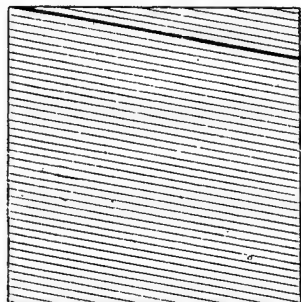
| Число слоев в трещине | Размер между слоями в см | Размер разрыва частей трещины | Размер частей трещины |
|--------------------------------|-----------------------------------|--|-----------------------------|
| 30 | 0,25 | 20 | 34 |
| | 0,50 | 10 | 17 |
| | 1,0 | 5 | 8 |
| | 1,5 | 4 | 5 |
| | 2,0 | 3 | 4 |
| | 3,0 | 2 | 2 |
| | 4,0 | 2 | 2 |
| | 5,0 | 1 | 1 |



Фиг. 11. Номограмма № 1 для определения числа трещин.

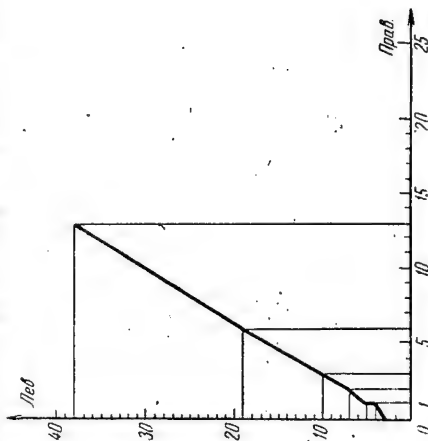
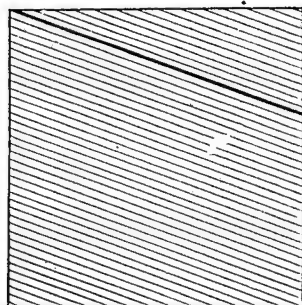


| Угол между следами трещин | Расстояние между трещинами в см | Лесная зона часть графика | Площадь часть графика |
|---------------------------------|--|------------------------------------|-----------------------------|
| 80° | 0,25 | 4,0 | 6 |
| | 0,5 | 2,0 | 3 |
| | 1,0 | 1,0 | 1 |
| | 1,5 | 0,7 | 1 |
| | 2,0 | 0,5 | 0 |
| | 3,0 | 0,4 | 0 |
| | 4,0 | 0,3 | 0 |
| | 5,0 | 0,2 | 0 |



Фиг. 16. Номограмма № 6 для определения числа трещин.

| Угол между следами трещин | Расстояние между трещинами в см | Лесная зона часть графика | Площадь часть графика |
|---------------------------------|--|------------------------------------|-----------------------------|
| 70° | 0,25 | 3,8 | 13 |
| | 0,5 | 1,9 | 6 |
| | 1,0 | 1,0 | 3 |
| | 1,5 | 0,7 | 2 |
| | 2,0 | 0,5 | 1 |
| | 3,0 | 0,4 | 1 |
| | 4,0 | 0,3 | 0 |
| | 5,0 | 0,2 | 0 |



Фиг. 15 Номограмма № 5 для определения числа трещин.

б) Находим в квадрате направление трещин (327°), по которому следует определять число линий достраиваемых трещин.

$$\text{При } AB = 10 \text{ см } MC = LC \cos \angle LCM. \quad (1)$$

$\angle LCM = 8^\circ$ (разница между экспозицией и простираем трещин $327-335^\circ$), так как $\triangle MLC = \triangle KCD = \triangle OAD = \triangle ABN = \triangle LBA$ как треугольники с соответственно перпендикулярными сторонами. Следовательно, $\angle LAB$ (разница между экспозицией и простираем) $= \angle ABN = \angle LCM = 8^\circ$.

Отсюда

$$MC = (LB + BC) \cos 8^\circ. \quad (2)$$

Но $LB = AN$, как стороны равных \triangle -ков LAB и ABN

$$MC = (AN + BC) \cos 8^\circ \quad (3)$$

$AN = AB \operatorname{tg} \angle ABN$ (между простираем и экспозицией). (4)

$AN = 10 \text{ см } \operatorname{tg} 8^\circ = 10 \times 0,14 = 1,4 \text{ см}$
(совпадает с графиком).

$$MC = (1,4 \text{ см} + 10 \text{ см}) \cos 8^\circ =$$

$$11,4 \times 0,99 = 11,28 \text{ см} = 11,3 \text{ см}$$

Фиг. 17. График-квадрат для различных случаев простираем трещин относительно линии экспозиции.

в) Определяем расстояние между трещинами.

$AQ = AP \sin \angle ABQ$ (между экспозицией и простираем), так как $\angle APQ = \angle ABN$ как соответственные углы при параллельных PQ и BN и секущей AB .

$$AP = \frac{\text{длина экспозиции в масштабе (10 см)}}{\text{число трещин данного простираем (4)}} = 2,5 \text{ см},$$

$$AQ = 2,5 \text{ см} \times \sin 8^\circ = 2,5 \times 0,14 = 0,35 \text{ см} (0,4 \text{ см}).$$

г) По номограмме № 14 определяем число видимых и невидимых трещин.

д) Зная расстояние между трещинами ($0,4 \text{ см}$), можно узнать, сколько трещин следует «добавить» до полного заполнения горизонтальной проекции:

$$0,4 \text{ см} \times 3 \text{ вид. трещ.} = 1,2 \text{ см}$$

$$0,4 \text{ см} \times 1 \text{ невид. трещ.} = 0,4 \text{ см}$$

$$\text{Всего } 1,6 \text{ см}$$

Общая длина перпендикуляра $11,3 \text{ см}$. Определим дополняемое количество трещин

$$11,3 \text{ см} - 1,6 \text{ см} = 9,7 \text{ см}; 9,7 : 0,4 = 24 \text{ трещины.}$$

Всего 28 трещин с простираем 327° .

Второй случай, когда линия простираем трещин ($360^\circ \angle 70^\circ$ трещины) проходит в «квадрате», правее экспозиции (335°).

- а) Как и в первом случае, находим общую длину перпендикуляра:
при $AB = 10 \text{ см}$ $BT_1 + RD$

$\triangle ABG = \triangle BCT_1$ как треугольники с соответственно перпендикулярными сторонами, и тогда $\angle BAG = \angle CBT_1$ и углу между экспозицией и простираем (360—335 = 25°).

$$BT_1 = \frac{BC}{\cos CBT_1} = \frac{10 \text{ см}}{\cos 25^\circ} = \frac{10 \text{ см}}{0,91} = 10,9 = 11 \text{ см.}$$

$RD = BZ$ как стороны равных треугольников BRD и T_1RD (треугольники с соответственно перпендикулярными сторонами и параллельной стороной T_1D и BU).

Длина перпендикуляра складывается из $BT_1 + BZ_1 = 11 + 4,66 = 15,66 \text{ см.}$

- б) Определяем расстояние между трещинами

$$\text{из } \triangle\text{-ка } BXY \quad BX = \frac{10}{4} \sin 25^\circ = 1,05 \text{ см.}$$

- в) Из номограммы № 15 определяем число видимых и невидимых трещин.

- г) Находим то количество трещин, которое надо добавить.

Расстояние между трещинами

$$\begin{array}{rcl} 1,05 \text{ см} \times 4 \text{ трещ. вид.} & = & 4,2 \text{ см} \\ 1,05 \text{ см} \times 1 \text{ невид. трещ.} & = & 1,05 \text{ см} \\ \hline \text{Всего} & = & 5,25 \text{ см} \end{array}$$

- д) $15,66 - 5,25 = 10,41 \text{ см}$; $10,41 : 1,05 = 9$ трещин.

Σ трещин — 13 трещин вместо 4.

Всего 13 трещин с простираем 360°.

Таким образом, зная угол между экспозицией и простираем трещин, длину перпендикуляра, восстановленного к этим направлениям, и расстояние между трещинами, можно, не прибегая к построению сложных графиков-квадратов, определить число действительного количества трещин, исходя из следующей тригонометрической зависимости

$$S = S_0 + S_1 + \frac{lc - (S_0 + S_1)r}{r}; \quad (I)$$

тогда

$$S = S_0 + S_1 + S_2, \quad (II)$$

где S — число трещин на горизонтальной проекции («графика-квадрата»);

S_0 — число видимых трещин (пересекающих линию экспозиции);

S_1 — число невидимых трещин;

S_2 — число трещин, достроенных на горизонтальной плоскости,

$$S_2 = \frac{lc - (S_0 + S_1)r}{r} = \frac{bl - (S_0 + S_1) \frac{L}{q} \sin \angle BAG}{\frac{L}{q} \sin \angle BAG};$$

lc — длина перпендикуляра;

r — расстояние между трещинами =

длина экспозиции в м-бе (L)

= $\frac{\text{число трещин данного простираем (q)}}{\sin \text{ угла между экспозицией и простираем.}}$

Более расширенный вид этой формулы следующий:

$$S = S_0 + S_1 + \frac{bl - (S_0 + S_1) \frac{L}{q} \sin \angle BAG}{\frac{L}{q} \sin \angle BAG} \quad (III)$$

В связи с указанной методикой определения количества трещин необходимо знать угол (β) наклона следа трещины (фиг. 11—16). Нахождение угла наклона следа трещины производится следующим образом (на примере ст. набл. № 15).

а) После приведения пласта и трещин в горизонтальное положение производится снятие с круговой диаграммы новых приведенных значений азимутов падения трещин:

| № точек в соответствии с пикетажными номерами | Азимуты «приведенных» трещин | № точек в соответствии с пикетажными номерами | Азимуты «приведенных» трещин |
|---|------------------------------|---|------------------------------|
| 1 | $68^\circ \angle 66^\circ$ | 10 | $148^\circ \angle 70^\circ$ |
| 2 | $52^\circ \angle 78^\circ$ | 11 | $142^\circ \angle 56^\circ$ |
| 3 | $46^\circ \angle 70^\circ$ | 12 | $148^\circ \angle 56^\circ$ |
| 4 | $60^\circ \angle 68^\circ$ | 13 | $154^\circ \angle 64^\circ$ |
| 5 | $52^\circ \angle 68^\circ$ | 14 | $154^\circ \angle 64^\circ$ |
| 6 | $38^\circ \angle 75^\circ$ | 15 | $154^\circ \angle 67^\circ$ |
| 7 | $150^\circ \angle 66^\circ$ | 16 | $154^\circ \angle 67^\circ$ |
| 8 | $142^\circ \angle 70^\circ$ | 17 | $156^\circ \angle 82^\circ$ |
| 9 | $138^\circ \angle 74^\circ$ | | |

б) Определяем приведенный азимут простираения систем трещин:

| | |
|--|-------------------------------------|
| 1. $88^\circ - 90^\circ = 338^\circ \angle 66^\circ$ | 10. 58° угол соответственный |
| 2. $322^\circ \angle 78^\circ$ | 11. 52° » » |
| 3. 316° угол соответственный | 12. 58° » » |
| 4. 330° » » | 13. 64° » » |
| 5. 332° » » | 14. 70° » » |
| 6. 308° » » | 15. } 64° » » |
| 7. 60° » » | 16. } 64° » » |
| 8. 52° » » | 17. 66° » » |
| 9. 48° » » | |

в) Находим угол сечения плоскости трещин и плоскости экспозиции (335°):

| | |
|--------------------------------------|---------------------------------------|
| 1. $338^\circ - 335^\circ = 3^\circ$ | 10. 83° |
| 2. 13° | 11. 77° |
| 3. 19° | 12. 83° |
| 4. 5° | 13. 89° — вертикальное сечение |
| 5. 13° | 14. 85° » » |
| 6. 27° | 15. } 91° » » |
| 7. 85° — вертикальное сечение | 16. } 91° » » |
| 8. 77° | 17. 89° » » |
| 9. 73° | |

г) Вводим поправку за перпендикулярность сечения (дополнение до 90° к углу сечения плоскости трещины и плоскости экспозиции):

| | |
|------------------|---------------------|
| b_1 88° | b_8 13° |
| b_2 77° | b_9 17° |
| b_3 71° | b_{10} 7° |
| b_4 85° | b_{11} 13° |
| b_5 77° | b_{12} 7° |
| b_6 63° | и т. д. |

д) Находим поправку (по таблице В. А. Обручева).

Зная истинный угол падения пород для данной станции ($100^\circ \angle 16^\circ$) и угол между простиранием и линией экспозиции (b_1 , b_2 и т. д.), вводим поправку:

| | |
|----------------------|------------------------|
| $a_1 = 14^\circ 27'$ | $a_6 = 13^\circ 39'$ |
| $a_2 = 14^\circ 31'$ | $a_9 = 3^\circ 33'$ |
| $a_3 = 14^\circ 8'$ | $a_{10} = 2^\circ 40'$ |
| $a_4 = 14^\circ 27'$ | $a_{11} = 3^\circ 33'$ |
| $a_5 = 14^\circ 31'$ | $a_{12} = 2^\circ 40'$ |
| | и т. д. |

е) Определяем истинный угол наклона трещины в вертикальном сечении (угол наклона следа трещины):

| | |
|--|---------------------------------|
| 1. $338^\circ \angle 66^\circ - 14^\circ = 52^\circ$ | 10. $148^\circ \angle 63^\circ$ |
| 2. $322^\circ \angle 78^\circ - 14^\circ = 64^\circ$ | 11. $142^\circ \angle 57^\circ$ |
| 3. $316^\circ \angle 70^\circ - 14^\circ = 56^\circ$ | 12. $148^\circ \angle 49^\circ$ |
| 4. $330^\circ \angle 68^\circ - 14^\circ = 54^\circ$ | 13. $154^\circ \angle 64^\circ$ |
| 5. $332^\circ \angle 68^\circ - 14^\circ = 54^\circ$ | 14. $160^\circ \angle 66^\circ$ |
| 6. $308^\circ \angle 75^\circ - 13^\circ = 62^\circ$ | 15. $154^\circ \angle 67^\circ$ |
| 7. $60^\circ \angle 66^\circ$ | 16. $154^\circ \angle 67^\circ$ |
| 8. $142^\circ \angle 57^\circ$ | 17. $156^\circ \angle 82^\circ$ |
| 9. $138^\circ \angle 57^\circ$ | |

ж) Полученные данные разносим в станционные таблицы и вычисляем средние значения простираний трещин и углов.

з) Исходя из номограмм (фиг. 11—16) и пользуясь формулой (II), определяем число трещин на горизонтальной плоскости, предварительно определив угол (α) между линией экспозиции и средним значением простирания трещин

Экспозиция 335°

| | |
|--------------------------------|------------------------------------|
| 1. $308^\circ \angle 62^\circ$ | $335^\circ - 308^\circ = 27^\circ$ |
| 2. $317^\circ \angle 57^\circ$ | $335^\circ - 317^\circ = 18^\circ$ |
| 3. $324^\circ \angle 58^\circ$ | $335^\circ - 324^\circ = 11^\circ$ |
| 4. $336^\circ \angle 66^\circ$ | $336^\circ - 335^\circ = 1^\circ$ |
| 5. $60^\circ \angle 66^\circ$ | $335^\circ - 60^\circ = 85^\circ$ |

и) Определяем число трещин.

Простирание $308^\circ \angle 62^\circ$; экспозиция 335° .

$$\alpha = 27^\circ$$

Длина перпендикуляра

$$а) MC = (AN + BC) \cos 27^\circ = 13,43 \text{ см.}$$

б) Расстояние между трещинами

$$AQ = \frac{10}{1} \sin 27^\circ = 4,5 \text{ см.}$$

в) По номограмме (фиг. 13) одна трещина вид. $\times 4,5 \text{ см} = 4,5 \text{ см}$;

г) $13,43 - 4,5 = 8,93 \text{ см}$;

д) $8,93 : 4,5 = 2$ трещины

(по угловому коэффициенту при угле 27° получается 3).

Простирание $317^\circ \angle 57^\circ$

$$\alpha = 18^\circ$$

а) Длина перпендикуляра равна

$$MC = [(10 \text{ см} \cdot \operatorname{tg} 18) + 10] \cos 18^\circ = 12,5 \text{ м};$$

$$б) \frac{10}{2} \sin 18^\circ = 1,55 \text{ см}$$

$$1,55 \text{ см} \times 2 \text{ вид. трещины} = 3,10 \text{ см};$$

в) $12,5 - 3,10 = 9,40 \text{ см}$;

г) $9,4 : 1,55 = 6$ трещин

(по угловому коэффициенту при угле 18° получаем 6 трещин).

Простирание $324^\circ \angle 58^\circ$

$$\alpha = 11^\circ.$$

$$а) MC = [(10 \cdot \operatorname{tg} 11) + 10] \cos 11^\circ = 11,66 \text{ см};$$

$$б) \frac{10}{7} \cdot \sin 11^\circ = 0,266 \text{ см};$$

в) $0,266 \text{ см} \times 5 \text{ вид. трещ.} = 1,35 \text{ см}$

$0,27 \text{ см} \times 2 \text{ невид. трещ.} = 0,54$. Всего $1,89 \text{ см}$;

г) $11,6 - 1,89 = 9,77 \text{ см}$;

д) $9,77 : 0,27 = 36$ трещин

(по угловому коэффициенту при угле 11° число трещин = 56, а по «квадрату» Пермякова число трещин = 37).

Простирание трещин $333^\circ \angle 66^\circ$ и $\angle 1^\circ$.

Такая разница в углах не может считаться удовлетворительной, так как точность взятия замеров компасом может колебаться в пределах $3-5^\circ$. Следовательно, в таких случаях, когда замеры трещин производились в плоскости обнажения, оставляем число трещин для данного азимута без изменения.

Простирание трещин $60^\circ \angle 66^\circ$ и $\angle 85^\circ$.

В этом случае нет смысла применять наш метод, так как при $\angle 85^\circ$ можно ориентироваться с помощью углового коэффициента.

Таким образом, предлагаемый метод следует применять в случаях, когда угол между экспозицией и простиранием трещин разнится от 5

до 15° , считая, что при разнице от $1-5^\circ$ замеры производились в плоскости обнажения. При углах от 15 до 90° гораздо проще вносить поправку с помощью углового коэффициента (см. фиг. 9), так как точность поправок, определенная этим способом и с помощью тригонометрических формул, одинаковая и, наоборот, при углах от 5 до 15° нельзя пользоваться угловым коэффициентом, так как это приводит к очень резкому увеличению трещин, не соответствующему действительности.

3. Анализ диаграмм-роз трещиноватости

Необходимо отметить, что всесторонне разработанной методики изучения трещиноватости пока не существует, и, в частности, диаграммы-розы трещиноватости, имеющие в основном эмпирический характер, базируются на данных статистической обработки достаточно большого количества визуальных наблюдений.

С помощью анализа диаграмм-роз трещиноватости как станционных, так и сводных; а главным образом на последних, можно наметить основные ориентировки направлений преобладающей трещиноватости, а также уточнить положение структуры, произведя расчет методом выявления простираения трещиноватости и построения «диагонали параллелограмма».

К решению первой из поставленных задач следует подходить с позиций «качественного» анализа трещин, т. е. анализа характера и формы диаграмм-роз трещин как участковых, так и сводных, и выявления соотношения между диаграммами. Вторая задача решается путем применения более углубленного, так называемого «количественного» анализа трещиноватости, сводящегося к определению главных показателей параметров основных элементов структуры.

На методике построения диаграмм-роз трещиноватости мы здесь останавливаться не будем, так как она подробно освещена в работе Е. Н. Пермякова (1949), во «Временной инструкции» Е. М. Смехова (1956), а перейдем к рассмотрению методики анализа диаграмм-роз, который приводится на конкретных примерах по данным трещиноватости доломитов нижнего кембрия по восточной площади Нововоскресенской структуры.

При обработке данных по Нововоскресенской структуре было построено 65 диаграмм-роз трещиноватости, в том числе 20 для восточной периклинали, 30 — для сводовой части структуры и 15 — по южному крылу складки. Кроме того, для сводовой части структуры, для восточной периклинали и южного крыла были построены сводные диаграммы, а также общая сводная диаграмма-роза для всей восточной площади структуры в целом.

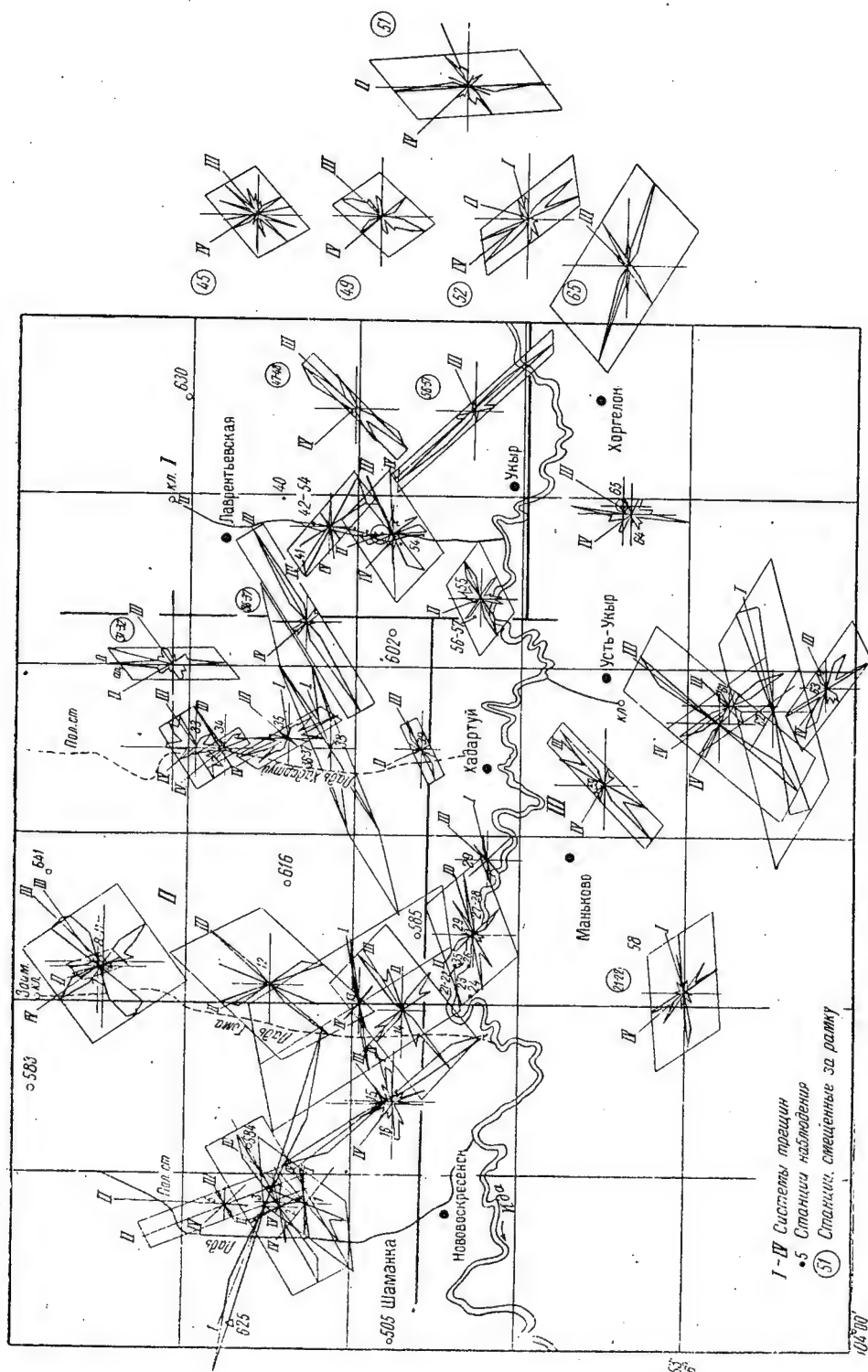
а) Анализ диаграмм-роз трещиноватости (станционных и сводной) по восточной периклинали структуры

Из данных анализа диаграмм-роз по станциям наблюдения № 40—57 (фиг. 18) можно заключить, что:

1) преобладающее значение получили северо-западная (IV) и северо-восточная (III) системы * трещин и значительно слабее развиты II и I си-

* Выделенным системам трещин присвоена следующая индексация:

| | | |
|-----------|---------------|---|
| I система | — в интервале | $67^\circ 30'$ и $247^\circ 30'$ — $292^\circ 30'$, |
| II | » — » | $337^\circ 30'$ и $107^\circ 30'$ — $202^\circ 30'$, |
| III | » — » | $22^\circ 30'$ и $202^\circ 30'$ — $247^\circ 30'$, |
| IV | » — » | $112^\circ 30'$ и $202^\circ 30'$ — $337^\circ 30'$. |

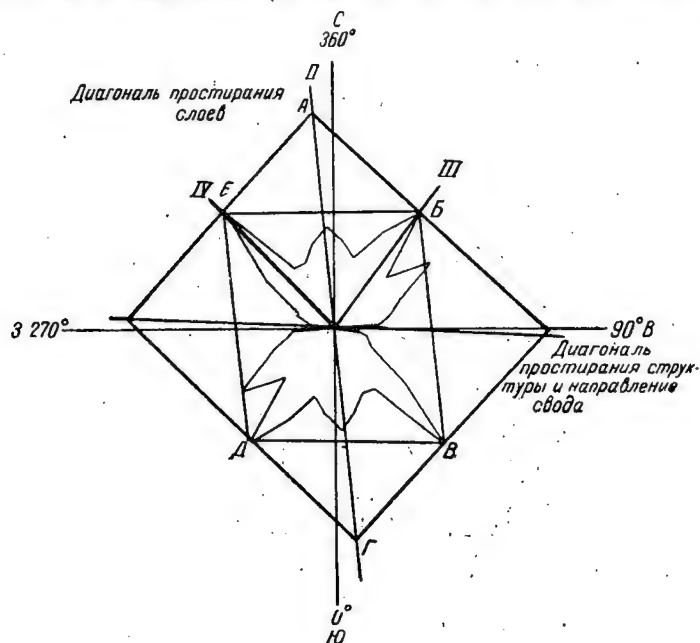


Фиг. 18. Схема направлений трещиноватости Новосветской структуры.

стемы трещин. Таким образом, здесь преобладает диагонально-продольный тип трещиноватости, что свидетельствует о положении участка пади «Лаврентьевская» в пределах брахиантиклинальной структуры;

2) судя по диаграммам-розам трещиноватости, простирание структуры на рассматриваемой площади меридиональное, на что указывает направление сторон параллелограммов;

3) лучи диагональной системы трещин раздваиваются на концах по ряду станций наблюдения (№ 48, 49, 51, 52, 55, 57). Это может сви-



Фиг. 19. Диаграмма-роза трещиноватости, построенная по сводным данным станций 4-й Пади Нововоскресенской структуры (участок 1 на восточной периклинали).

детельствовать о резком повороте стратоизогипс структуры, что согласуется и с геологическими данными, так как здесь предполагается поворот слоев складки (восточная периклиналь).

Сводная диаграмма-роза трещиноватости, построенная для восточной периклинали, указывает на симметричность структуры по периклинали, ввиду того что угол между лучами $\approx 90^\circ$.

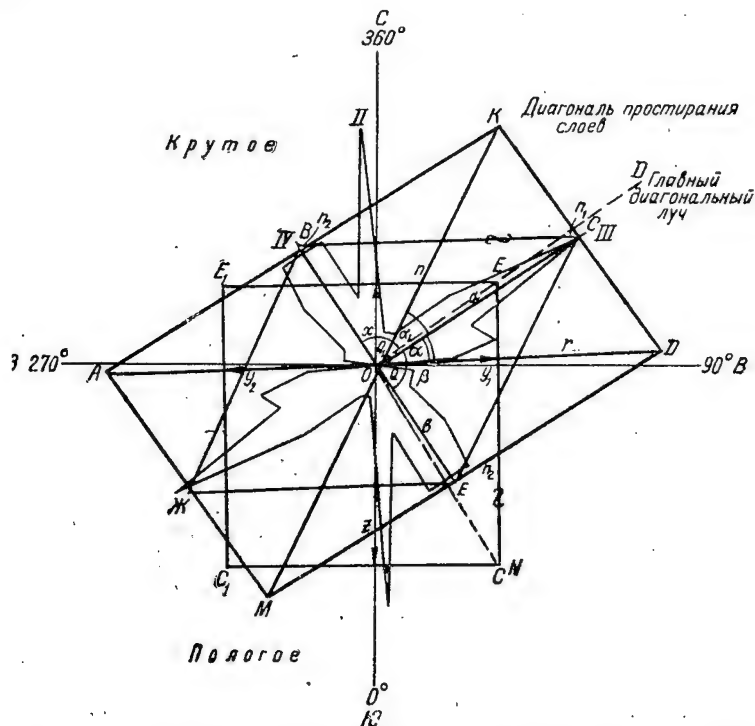
Руководствуясь данными Е. Н. Пермякова (1949) о наличии связи между эллиптической формой брахиструктуры и характером шестиугольника, построенного по главным диагональным лучам диаграмм-роз трещиноватости, можно предполагать, что описываемая структура в своей восточной периклинали строго симметрична (фиг. 19).

б) Анализ диаграмм-роз трещиноватости (станционных и сводной) по сводовой части структуры

Из анализа 30 станционных диаграмм-роз трещиноватости по ст. набл. № 1—3, 5, 7—20 и 31—39, отнесенных к сводовой части структуры (фиг. 18), следует, что:

1) наиболее интенсивно развиты северо-западная (IV) и северо-восточная (III) системы трещин. Преобладающим является диагонально-продольный тип трещиноватости;

2) направление контурных линий структуры на этом участке, по-видимому, отвечает меридиональному или близкому к нему простиранию, судя по расположению сторон параллелограммов участковых диаграмм (фиг. 18);



Фиг. 20. Сводная диаграмма-роза трещиноватости по восточной части свода Нововоскресенской структуры:
AD — предполагаемая по геологическим данным ось структуры.

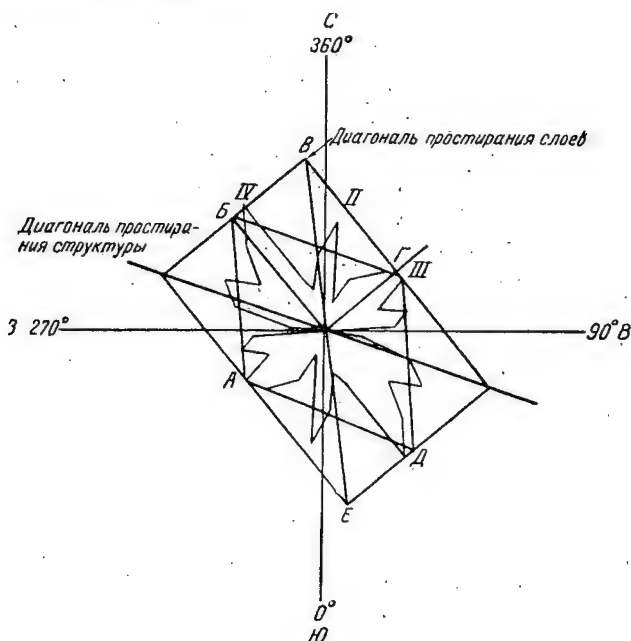
3) раздваивание лучей роз трещиноватости фиксируется по станциям наблюдения № 35 и 38, что может свидетельствовать о повороте слоев, так как этот участок структуры будет приблизительно располагаться по линии ст. набл. № 55, 56 и 57, где также прослеживается резкий изгиб пластов. Очевидно, эти станции наблюдения приурочены к зоне перехода от собственно восточной периклинали к южному крылу складки.

Анализ сводной диаграммы-розы трещиноватости (фиг. 20), построенной для восточной части свода структуры, показывает, что складка несимметрична. Об этом свидетельствует длина диагональных лучей шестиугольника ВСЕМЖ, отвечающая форме структуры. Асимметрия нерезкая, более крутым крылом является северное, южное — более пологое. Структура на рассматриваемом участке имеет несколько удлиненную форму в меридиональном направлении.

в) Анализ диаграмм-роз трещиноватости (станционных и сводной) по южному крылу структуры

1) Анализ данных (фиг. 21) по станционным диаграммам-розам трещин, построенным по ст. набл. № 21—29 и № 58—66, показал, что наиболее отчетливо развиты северо-западная (IV), северо-восточная (III) и широтная (I) системы трещин. Здесь, на южном крыле структуры, в равной мере развита как диагональная, так и продольная трещиноватость.

2) Контурные линии структуры по южному участку складки имеют северо-восточное направление, о чем свидетельствуют стороны параллелограммов участковых диаграмм.



Фиг. 21. Сводная диаграмма-роза трещиноватости по южному крылу Нововоскресенской структуры.

3) Разветвление лучей роз трещиноватости наблюдается по станциям № 23, 26, 59 и 63, особенно по последним двум. Очевидно, поворот стратоизогипс здесь наиболее резкий, что согласуется с данными поверхностных наблюдений для этих участков.

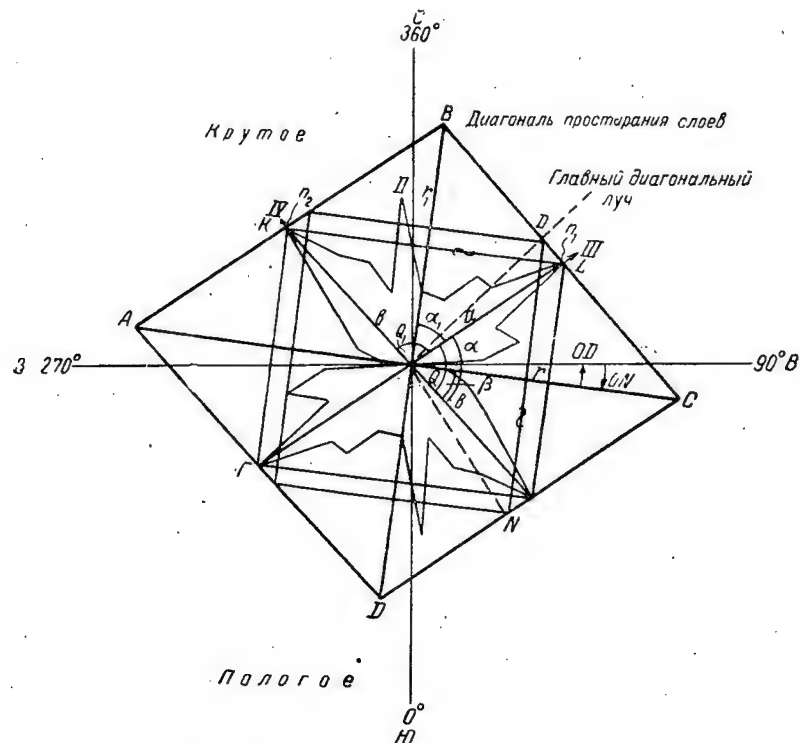
Анализ сводной диаграммы-розы трещиноватости, построенной по южному крылу структуры, позволил установить асимметричность складки в этом районе. Неравенство длин диагональных лучей и несимметричность шестиугольника АБВГДЕ, отвечающего форме брахиструктуры, свидетельствует о незначительной степени асимметрии последней.

Форма брахиструктуры на разбираемом участке приближается к удлинненной, вытянутой в меридиональном направлении, складке.

г) Анализ сводной диаграммы-розы трещиноватости, построенной для всей структуры в целом

1. По всей структуре в целом (фиг. 22) наиболее отчетливое выражение получили северо-западная (IV) и северо-восточная (III) системы трещин. Хорошо прослеживается также и меридиональная (II) система трещиноватости.

2. Длины диагональных лучей и форма шестиугольника AKLCNT, построенного в соответствии с предполагаемым по геологическим данным



Фиг. 22. Сводная диаграмма-роза трещиноватости Нововоскресенской структуры.

простираанием структуры, позволяют отнести структуру к сравнительно симметричной складке. Структура, скорее всего, будет иметь северо-западно-западное простирание.

3. Следует отметить, что общий облик сводной диаграммы (фиг. 22) напоминает нам сводную диаграмму-розу трещиноватости, построенную для восточной периклинали (фиг. 19). Возможно, что на характер сводной диаграммы по изученной части структуры наибольшее влияние оказала трещиноватость, развитая по восточной периклинали.

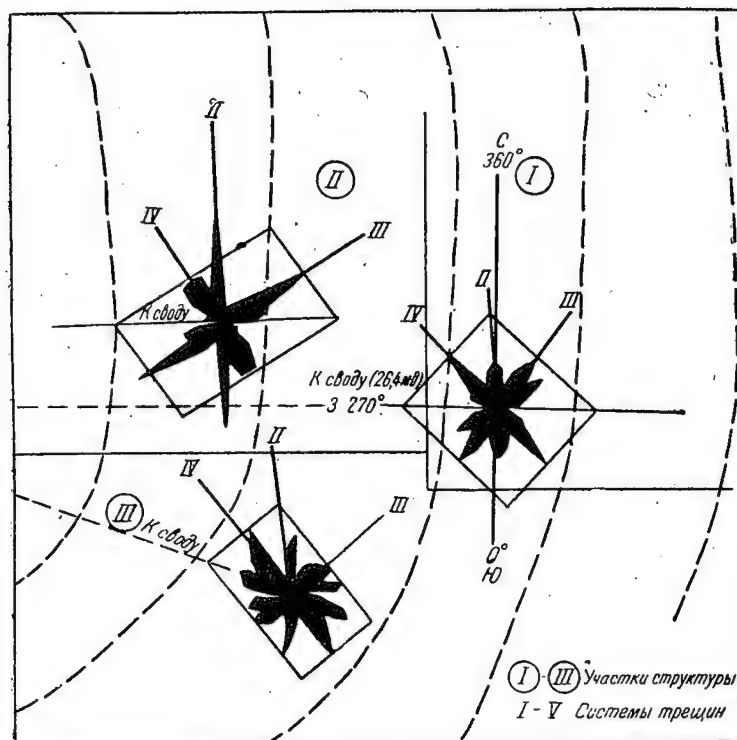
д) Краткие выводы по данным анализа диаграмм-роз трещиноватости

1. По всем трем рассматриваемым участкам структуры (свод, восточная периклинали и южное крыло) развита преимущественно диагонально-продольная система трещиноватости, что свиде-

тельствует о приуроченности структуры к брахиантиклинальному типу (фиг. 23).

2. Из анализа построенных диаграмм-роз трещиноватости очевидно, что структура сравнительно симметрична.

3. Интересно отметить тот факт, что по всем элементам структуры (свод, периклиналь, крыло), выделенным нами в соответствии с геологическими данными, развиты в основном одни и те же системы трещиноватости.



Фиг. 23. Схема ориентировок направлений трещиноватости по элементам Нововоскресенской структуры.

тости: северо-восточная (III) и затем меридиональная (II) системы трещин. Эти данные указывают на то, что исследованиями была, видимо, охвачена только восточная часть структуры.

4. Судить о простираии Нововоскресенской структуры в целом очень затруднительно, так как несмотря на то, что направление сторон параллелограммов участков диаграмм имеет простираии, близкое к меридиональному, тем не менее, располагая данными только по восточной части поднятия, мы не имеем возможности сделать заключение о простираии всей структуры. Однако из анализа изложенных выше данных можно заключить, что простираии слоев по восточной периклинали может иметь меридиональное (или близкое к нему) направление, так как стороны параллелограммов участков диаграмм отражают поведение контурных линий структуры на рассмотренной площади.

4. Анализ круговых диаграмм

Следующим этапом обработки замеров трещин является составление круговых диаграмм, являющихся более совершенным графическим отображением трещиноватости по сравнению с диаграммами-розами. Построение круговых диаграмм весьма полезно для сопоставления с диаграммами-розами трещиноватости.

Широкая изобразительная способность круговых диаграмм позволяет решить ряд интересующих нас вопросов, используя такие данные о трещиноватости, как азимут падения, угол падения и число замеров трещин.

Кроме определения координат полюсов отдельных систем трещин и плотностей этих полюсов, для характеристики систем трещин и сравнения их между собой на сетке могут быть определены следующие данные:

- 1) количество трещин, входящих в каждую систему;
- 2) средняя плотность каждой системы трещин, полученная путем деления количества трещин на площадь контура;
- 3) угловые расстояния между системами трещин;
- 4) сопоставление систем трещин между собой и изучение их положения по отношению к слою, который они секут.

Методика построения и все подробности, касающиеся применения этого метода, изложены во «Временной инструкции» (1956).

Здесь лишь отметим, что при построении круговых диаграмм рекомендуется пользоваться уже приведенными значениями ориентировок трещин, полученных после приведения пласта к горизонту.

а) Круговая диаграмма трещиноватости, построенная для участка восточной периклинали по 733 замерам

На диаграмме (фиг. 24) выделяются две системы трещиноватости: северо-западная (IV) — $324^\circ \angle 84^\circ$ и северо-восточная (III) — $57^\circ \angle 82^\circ$. Угол между системами приблизительно исчисляется в 93° .

Определяем среднюю плотность систем, полученную путем деления количества трещин на площадь контура.

Для системы северо-западного простирания (IV) количество трещин (Q) = 186.

Площадь контура по изолинии в 3% (S_{IV}) = $3,7 \text{ см}^2$. Средняя плотность (ρ_{IV}) для IV системы = $\frac{Q}{S} = \frac{186}{3,7} = 50$.

Соответственно, $Q_{III} = 312$; $S_{III} = 10,7 \text{ см}^2$.

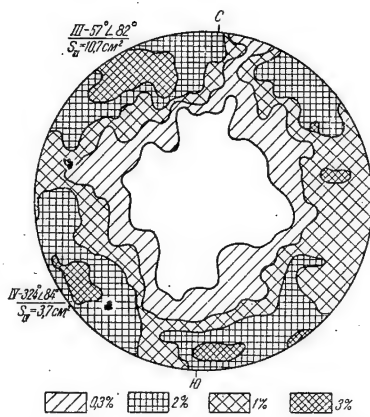
$$\rho_{III} = \frac{Q}{S} = \frac{312}{10,7 \text{ см}^2} = 29.$$

Вторая система трещин на круговой диаграмме не отражается.

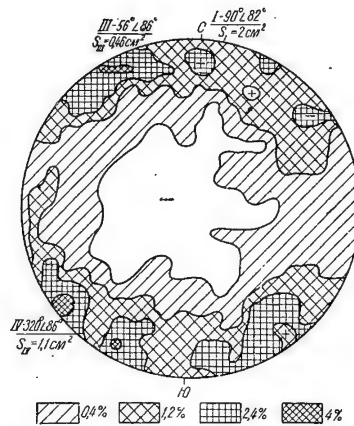
б) Круговая диаграмма трещиноватости, построенная для южного крыла структуры по 610 замерам

На этой диаграмме (фиг. 25) отчетливо намечаются две основные системы трещин: северо-западная (IV) — $320^\circ \angle 86^\circ$ и северо-восточная (III) — $56^\circ \angle 86^\circ$. Угол между этими основными системами трещин исчисляется в 96° .

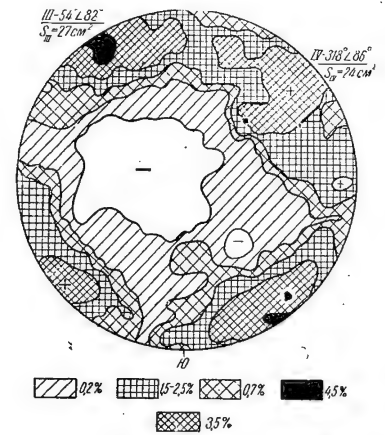
10*



Фиг. 24. Круговая диаграмма трещиноватости восточной периклинали Нововоскресенской структуры (по 733 измерениям). Ст. наблюдения №№ 40—57.



Фиг. 25. Круговая диаграмма трещиноватости южного крыла Нововоскресенской структуры (по 610 измерениям). Ст. наблюдения № 2, 22—29 и 56—58.



Фиг. 26. Круговая диаграмма трещиноватости свода и северного крыла Нововоскресенской структуры (по 1023 измерениям). Ст. наблюдения №№ 1—3, 5, 7—20 и 31—39.

Определим плотность развитых систем:

$$e_{III} = \frac{Q}{S(4\%)} = \frac{54}{0,46} = 117,$$

$$e_{IV} = \frac{Q}{S(4\%)} = \frac{44}{1,1} = 40,$$

$$e_I = \frac{Q}{S(2,4\%)} = \frac{15}{2} = 7.$$

в) *Круговая диаграмма трещиноватости, построенная для сводового участка структуры по 1023 замерам*

По круговой диаграмме (фиг. 26) особенно рельефно выделяется северо-восточная (III) — $54^\circ \angle 82^\circ$ и несколько менее отчетливо северо-западная (IV) — $318^\circ \angle 86^\circ$ система трещин.

Угол между этими системами трещин сохраняется приблизительно один и тот же ($\sim 96^\circ$).

Определим плотность выявленных систем трещин:

$$e_{III} = \frac{Q}{S(3,5\%)} = \frac{479}{27 \text{ см}^2} = 17,$$

$$e_{IV} = \frac{Q}{S(3,5\%)} = \frac{503}{24 \text{ см}^2} = 21.$$

г) *Общая характеристика круговых диаграмм*

При рассмотрении круговых диаграмм трещиноватости можно заключить, что северо-западная (IV) и северо-восточная (III) системы трещин хорошо сопоставляются с системами, отображенными на диаграммах-розах трещиноватости. Исключение составляет меридиональная (II) система трещин, которая не фиксируется на круговых диаграммах.

Сравнительное сопоставление данных о плотности трещиноватости по элементам структуры дано ниже (табл. 8).

Таблица 8

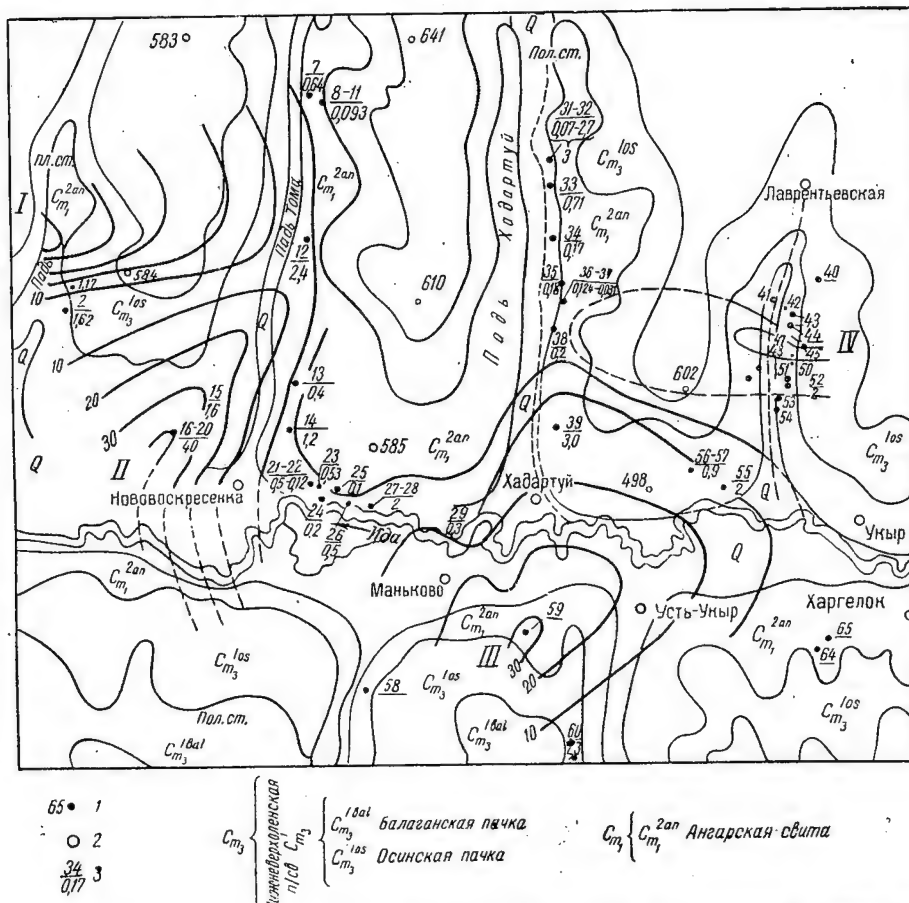
| Элементы структуры | e_{IV} | e_{III} | e_{II} | e_I |
|---------------------------------|----------|-----------|----------|-------|
| Восточная периклиналь | 50 | 29 | — | — |
| Южное крыло | 40 | 117 | — | 7 |
| Свод и северное крыло | 21 | 17 | — | — |

Сопоставляя вышеприведенные данные, можно видеть, что северо-западная (IV) система трещин имеет приблизительно одинаковую степень плотности (интенсивности) независимо от элементов структуры; она несколько ослабляется по направлению к сводовой части структуры ($e = 21$) и усиливается по восточной периклинали ($e = 50$).

Северо-восточная (III) система трещин также несколько ослабляет свою интенсивность к своду и по восточной периклинали ($e = 29$ и $e = 17$) и, наоборот, получает максимальное развитие по южному крылу ($e = 117$).

5. Карта удельной густоты трещиноватости

Удельная густота трещин (количество трещин на 1 м^2) определялась по формуле, предложенной Е. Н. Пермяковым (1949): $q = \frac{Q}{S} \text{ м}^2$, где Q — количество трещин, исправленное по графику-квадрату, и S — площадь обнажения в м^2 .



Фиг. 27. Схема удельной густоты макротрещиноватости по восточной части Новокресненской структуры. (Изолинии проведены через 2 единицы; в числителе показаны №№ станций наблюдения, в знаменателе — удельная густота трещиноватости). I—IV — максимумы. 1 — станции наблюдения баз измерения трещин; 2 — высотные отметки; 3 — уд. густота трещиноватости.

Найденные по указанной формуле значения удельной густоты трещин для каждой станции по структуре используются для построения карты удельной густоты макротрещиноватости, которая строится методом интерполяции и проведения равных изолиний через определенные равнозначные значения удельной густоты.

Однако следует заметить, что методика построения самих карт как и определение значений удельной густоты требует еще дополнительной разработки.

На карте удельной густоты макротрещиноватости (фиг. 27), составленной нами для восточной площади Нововоскресенской структуры, выделяются 3 максимума.

Один (I) из них, раздваивающийся, раскрывается по направлению к сводовой части структуры, другой (II) — к южному крылу. Этот максимум, очевидно, будет соответствовать северо-восточной системе трещин ($e_{III} = 117$), либо северо-западной (IV) системе трещин ($e_{IV} = 21$). Максимум (III), возможно, связан с северо-западной (IV) ($e_{IV} = 40$), либо северо-восточной (III) системой трещин.

Максимум (IV), развитый по восточной периклинали, по-видимому, связан с северо-западной системой трещин (III), так как $e_{IV} = 50$.

Таким образом, сопоставляя данные плотности и удельной густоты трещин по элементам структуры, установили, что на периклинали и по южному крылу наибольшее значение приобретает северо-западная система трещин (IV), к сводовой части интенсивное развитие получает северо-восточная система трещин (III).

6. Определение коэффициента раскрытости K трещин по структуре

Принимая во внимание то обстоятельство, что на некоторых участках структуры (восточная часть свода, южное крыло и восточная периклинали) развиты преимущественно одни и те же системы трещин (северо-западная, северо-восточная и меридиональная), в целом для всей исследованной площади принимается преобладание ориентировок трещиноватости указанных направлений.

По фактическим данным, полученным при визуальных наблюдениях в поле, определяем расстояния между макротрещинами и степень раскрытости для каждой системы отдельно. Расстояния берем среднеарифметические из минимальных и максимальных значений, а затем — общее среднеарифметическое.

Зная расстояния и ширину трещин, определяем суммарную площадь раскрытости трещин, отнесенную к площади рассматриваемого участка структуры (фиг. 28).

Участок восточной периклинали (I)

Трещины располагаются через 0,5 м для III системы и через 0,45 м для II и IV систем (табл. 9).

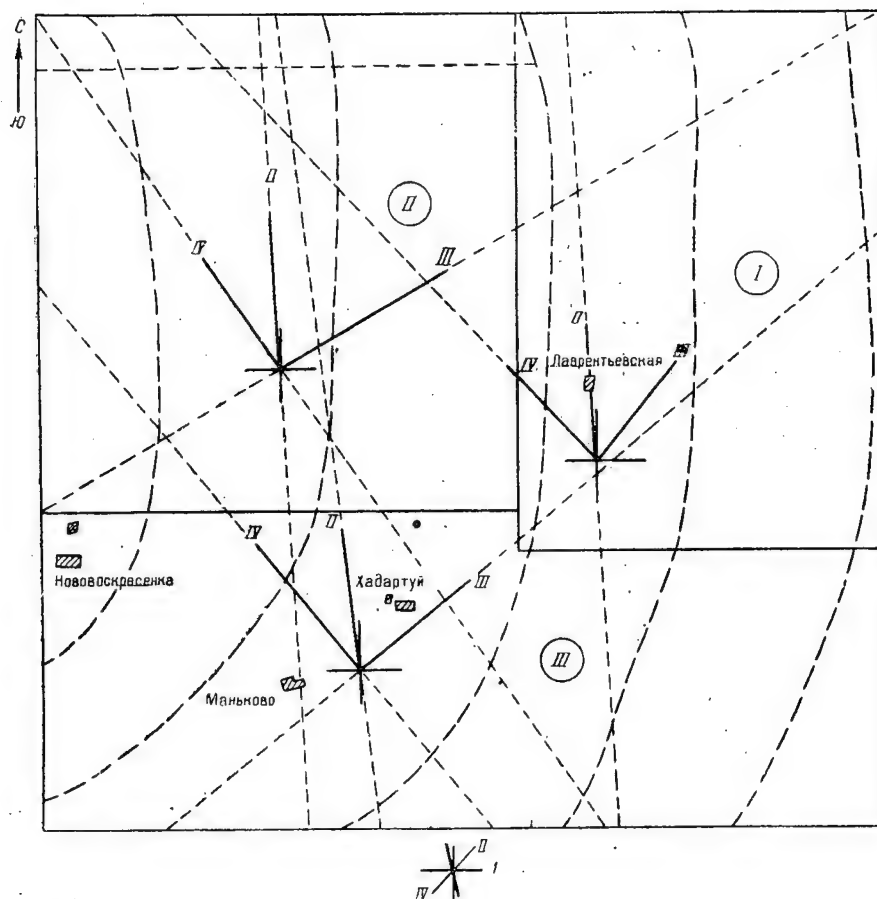
Таблица 9

Восточная периклинали (I)

| Элементы структуры | Система трещин | Среднее расстояние между трещинами, м | Средняя ширина трещин, см | Средняя протяженность трещин, м | Суммарная площадь трещин, км ² |
|---|----------------|---------------------------------------|---------------------------|---------------------------------|---|
| Участок восточной периклинали ($S = 47 \text{ км}^2$) | III | 0,5 | 1,2 | 6250 | 0,1 |
| | II | 0,45 | 1,8 | 8250 | 0,27 |
| | IV | 0,45 | 1,3 | 6250 | 0,48 |

1) При масштабе карты 1 : 50 000 площадь участка (I) — восточная периклинали равна

$$8250 \text{ м} \times 5750 \text{ м} = 47\,437\,500 \text{ м}^2 = 47 \text{ км}^2.$$



Фиг. 28. Схема подсчета коэффициента раскрытости трещин по Новоскресенской структуре.

I — участок восточной периклинали; II — восточная часть свода; III — южное крыло; IV — система трещин. I — ориентировка систем трещин.

Количество трещин северо-восточной системы (III) по большей стороне участка равно $8250 : 0,5 = 16500$ трещин.

Средняя протяженность трещин $12,5 \text{ см} \times 500 = 6250 \text{ м}$

Сумма S просветов равна $l \times b \times q$ (суммарная площадь трещин),

где l — средняя протяженность, м;

b — средняя раскрытость трещин (ширина) в см (по пикетажным данным);

q — количество трещин.

$$\sum S_{III} = 6250 \text{ м} \times 0,012 \text{ м} \times 16500 = 1,2 \text{ км}^2.$$

2) Количество трещин меридиональной системы (II) — $8250 : 0,45 = 18333$ трещин. Средняя протяженность трещин

$$16,5 \text{ см} \times 500 = 8250 \text{ м.}$$

$$\sum S_{II} = b \times l \times q = 8250 \text{ м} \times 0,018 \times 18333 = 2,7 \text{ км}^2.$$

3) Количество трещин северо-западной системы (IV) — $8250 : 0,45 = 18333$. Средняя протяженность трещин

$$12,5 \text{ см} \times 500 = 6250 \text{ м}$$

$$\sum S_{IV} = 6250 \times 0,013 \times 18333 = 4,8 \text{ км}^2$$

$$4) \sum S = \sum S_{III} + \sum S_{II} + \sum S_{IV} = 1,2 + 2,7 + 4,8 = 8,5 \text{ км}^2.$$

Коэффициент раскрытости (K) трещин по участку восточной периклинали — $8,5 \text{ км}^2 : 47 \text{ км}^2 = 0,18$ (табл. 10).

Таблица 10

Восточная часть свода (II)

| Элементы структуры | Система трещин | Среднее расстояние между трещинами, м | Средняя ширина трещин, см | Средняя протяженность трещин, м | Суммарная площадь трещин, км ² |
|--|----------------|---------------------------------------|---------------------------|---------------------------------|---|
| Восточная часть свода ($S = 50 \text{ км}^2$) | III | 0,9 | 3,6 | 4750 | 1,7 |
| | II | 0,6 | 10 | 7000 | 8,4 |
| | IV | 0,46 | 4,2 | 4750 | 3,6 |

1) Площадь участка (II), восточная часть свода.

$$7000 \times 7250 \text{ м}^2 = 50 \text{ км}^2$$

Количество трещин северо-восточной системы (III) по длине перпендикуляра к III системе трещин ($18 \text{ см} \times 500$) = 9000 м.

$$90000 : 0,9 = 10000 \text{ трещин.}$$

Средняя протяженность

$$9,5 \text{ см} \times 500 = 4750 \text{ м.}$$

$$\sum S_I = b \times l \times q = 0,036 \times 4750 \times 10000 = 1,7 \text{ км}^2.$$

2) Количество трещин меридиональной системы (II)

$$14,5 \text{ см} \times 500 = 7250 \text{ м}$$

$$7250 : 0,6 = 12083 \text{ трещины.}$$

Средняя протяженность трещин

$$14 \text{ см} \times 500 = 7000 \text{ м}$$

$$\sum S_{II} = 0,1 \times 7000 \times 12083 = 8,4 \text{ км}^2.$$

3) Количество трещин северо-западной системы (IV)

$$17 \times 500 \text{ м} = 8500 \text{ м.}$$

Количество трещин северо-западной системы (IV) по длине перпендикуляра к IV системе трещин:

$$850000 : 0,46 = 18478 \text{ трещин;}$$

4750 м — средняя протяженность трещин

$$\sum S_{III} = 0,042 \times 4750 \times 18478 = 3,6 \text{ км}^2.$$

$$\sum S = \sum S_I + \sum S_{II} + \sum S_{III} = 1,7 + 8,4 + 3,6 = 13,7 \text{ км}^2;$$

$$K \text{ свода} = \frac{\sum S}{S} = \frac{13,7 \text{ км}^2}{50 \text{ км}} = 0,27.$$

Таблица 11

Участок южного крыла структуры (III)

| Элементы структуры | Система трещин | Среднее расстояние между трещинами, м | Средняя ширина трещин, см | Средняя протяженность трещин, м | Суммарная площадь трещин, км ² |
|--|----------------|---------------------------------------|---------------------------|---------------------------------|---|
| Южное крыло (62,5 км ²) | III | 0,3 | 1,15 | 4750 | 1,3 |
| | II | 0,55 | 0,9 | 5000 | 0,56 |
| | IV | 0,32 | 1,7 | 5000 | 1,3 |

1) Площадь участка при масштабе 1:50 000

$$5000 \times 12500 = 62,5 \text{ км}^2.$$

Количество трещин северо-восточной системы (III) по длине перпендикуляра к ней $15 \text{ см} \times 500 = 7500 \text{ м}$

$$7500 : 0,3 = 25000 \text{ трещин.}$$

Средняя протяженность трещин

$$9,5 \text{ см} \times 500 = 4750 \text{ м.}$$

$$\sum S_{III} = 0,011 \times 4750 \times 25000 = 1,3 \text{ км}^2.$$

2) Количество трещин меридиональной системы (II)

$$15 \text{ см} \times 500 = 7500 \text{ м}$$

$$7500 : 0,6 = 12500 \text{ трещин.}$$

Средняя протяженность трещин

$$10 \text{ см} \times 500 = 5000 \text{ м}$$

$$\sum S_{II} = 0,009 \times 5000 \times 12500 = 0,56 \text{ км}^2.$$

3) Количество трещин северо-западной системы (IV) по длине перпендикуляра к ней

$$16 \text{ см} \times 500 = 8000 \text{ м};$$

$$8000 \text{ м} : 0,3 = 26666 \text{ трещин.}$$

Средняя протяженность трещин (10 см)

$$10 \text{ см} \times 500 = 5000 \text{ м};$$

$$\sum S_{IV} = 0,01 \times 5000 \times 26666 = 1,3 \text{ км}^2.$$

$$\sum S = \sum S_{III} + \sum S_{II} + \sum S_{IV} = 3,16 \text{ км}^2.$$

$$K \text{ южного крыла} = \frac{3,16 \text{ км}^2}{62,5 \text{ км}^2} = 0,05.$$

Из сравнительного сопоставления полученных данных о коэффициенте раскрытости трещин и исходя из допущения, что доломиты ангарской свиты в одинаковой мере подвергались процессам выветривания, можно заключить о большей раскрытости трещин по рассматриваемой площади структуры по направлению к своду ($K = 0,27$), что также обосновывается наличием двух (I и II) максимумов, развивающихся в этом же направлении и связанных с системой трещин северо-восточного (III) простирания.

IV. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Из изложенных выше данных видно, что, руководствуясь в основном методикой Е. Н. Пермякова, с некоторыми поправками к ней, доказывается возможность ее применения в геологических условиях Присаянья.

Данными исследований доказывается необходимость приведения пласта в горизонтальное положение и ориентировка систем трещин в координатах приведенного пласта. Благодаря применению указанной методики устраняется влияние наклона пластов на ориентировку систем трещин в пространстве.

Рассмотрением зависимости числа трещин от угла между линией экспозиции обнажения и простиранием трещин, а также от угла наклона трещин установлено, что в тех случаях, когда угол между экспозицией и простиранием трещин варьирует от 15 до 90°, поправку рекомендуется вносить при помощи углового коэффициента, а при углах от 5 до 15° поправку для определения истинного количества трещин следует вводить с помощью тригонометрической формулы*, имеющей общий вид:

* Автором в последующем для подсчета количества трещин в горизонтальном сечении предложена более сокращенная формула:

$$q = \frac{L}{h} (1 + \operatorname{ctg} \varphi_1),$$

где L — длина экспозиции, см;

h — расстояние между трещинами, измеренное в поле, см;

φ_1 — угол между экспозицией и простиранием трещин.

Для исчисления количества трещин в объеме породы автором предлагается формула:

$$q = \frac{L}{h} (1 + \operatorname{ctg} \varphi_1 + \operatorname{ctg} \varphi_2),$$

где φ_2 — угол наклона трещин. *Ред.*

$$S_{\text{испр}} = S_0 + S_1 + \frac{l - (S_0 + S_1) \frac{L}{q} \sin \alpha}{\frac{L}{q} \sin \alpha}.$$

Сопоставляя данные, полученные в результате анализа диаграмм-роз трещиноватости, построенных для восточной площади Нововоскресенской структуры, следует отметить, что простирание слоев по восточной периклинали наблюдается меридиональное или близкое к нему, возможно также отвечающее и общему направлению всей структуры в целом.

Намечается сравнительная симметрия этого участка складки и развитие в ее пределах преимущественно диагонально-продольной системы трещиноватости (северо-восточная меридиональная), что может свидетельствовать о приуроченности структуры к брахиантиклинальному типу.

Данные изучения круговых диаграмм (плотность трещиноватости), удельной густоты трещин по элементам структуры и коэффициента раскрытости последней позволили выделить на периклинали и южном крыле интенсивное развитие северо-западной системы трещин (IV), сменяющейся по направлению к своду северо-восточной системой (III), а также позволили сделать предположение об относительно большей раскрытости трещин по направлению к своду структуры, что до некоторой степени обосновывается развитием двух (I и II) максимумов, развивающихся в этом же направлении и, очевидно, обязанных системе трещин северо-восточного (III) простирания.

В результате исследований при сопоставлении данных о плотности и удельной густоте трещиноватости и коэффициентов раскрытости трещин по структуре палеозоя могут быть намечены ориентировочные ареалы интенсивной макротрещиноватости, интересные с точки зрения возможных коллекторских свойств, особенно при сочетании с петрографическими данными. В данном случае выделенные нами участки имеют чисто методическое значение, так как предполагаемый комплекс этапов обработки данных по трещиноватости по станциям в целом по всей структуре не проводился.

В заключение отметим, что наличие трех систем трещин — северо-западного, северо-восточного и меридионального простираний — на выделенных участках (свод, крыло и периклинали) должно быть подтверждено данными по смежной западной площади, куда, видимо, протягивается структура Нововоскресенской площади.

ЛИТЕРАТУРА

- Кириллова И. В. Опыт анализа трещиноватости в триалетской складчатой зоне. ДАН СССР, т. 50, 1945.
- Пермяков Е. Н. и Каравашкина Ю. А. Поиски и изучение платформенных структур методами исследования трещиноватости. БМОИП, сер. геол., 28, № 6, 1953.
- Притула Ю. А. и др. Сравнительный анализ тектонических структур Прикаспия. Фонды ВНИГРИ, 1955.
- Ромашова М. Г. Данные по изучению трещиноватости в Карагандинской впадине. Фонды ВНИГРИ, 1956.
- Сачук А. Н. и Акульчева З. А. Геологическая карта Нововоскресенской площади. Фонды ВСНТ, 1955.
- Смехов Е. М. и Ромашова М. Г. Временная инструкция по изучению трещиноватости горных пород в полевых условиях. Фонды ВНИГРИ, 1956.
- Смехов Е. М. Трещиноватые породы как возможные коллекторы нефти и газа и их значение при поисковых работах в Сибири. Сер. Геология и геохимия. Труды ВНИГРИ, НТО, I (VII), 1957.

*Трещиноватые породы
и их коллекторские свойства*

Т. В. Дорофеева

**НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ О ТРЕЩИННЫХ КОЛЛЕКТОРАХ
ДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНО-МИНУСИНСКОЙ ВПАДИНЫ
(ПО МАТЕРИАЛАМ МАКРОТРЕЩИНОВАТОСТИ)**

Южно-Минусинская впадина на протяжении многих лет рассматривается как перспективный район для поисков нефти и газа, обусловленный благоприятными структурно-тектоническими и литолого-фациальными условиями развитых здесь девонских отложений. Из известных в этом районе 27 антиклинальных структур большинство к настоящему времени разбурено. При бурении и испытании отдельных скважин на Быстрянской, Алтайской, Ново-Михайловской и Сользаводской структурах были получены небольшие притоки нефти, а на Быстрянской и Ново-Михайловской — газ, имеющий промышленное значение.

Однако коллекторские свойства пород, имеющие важное значение для аккумуляции нефти и газа, долгое время оставались мало изученными. Было установлено лишь отсутствие на площади Южно-Минусинской впадины коллекторов «нормального» типа; характеристика же трещинных коллекторов до последнего времени была неизвестна. Первое упоминание о возможном наличии трещинных коллекторов в Южно-Минусинской впадине приводится у В. И. Краснова и П. П. Козленко (1955).

Они отмечают, что породы, слагающие Быстрянскую структуру, имеют трещиноватость трех типов: тектоническую, характерную для всех девонских отложений, но наиболее развитую в илеморовской, бейской и тубинской свитах; диагенетическую, распространенную в таштышской, илеморовской и бейской свитах; выветривания, чаще всего встречающуюся в красноцветах среднего девона и в ойдановской свите, а также в кахайской и тубинской свитах.

Преобладающей на Быстрянской площади авторы считают тектоническую трещиноватость. По их мнению все эти трещины заполнены кальцитом, гипсом, ангидритом; в сероцветах, преимущественно илеморовской свиты, заполнителем часто служит пирит. Все эти сведения почерпнуты из весьма беглых чисто визуальных наблюдений, не подкрепленных никакими статистико-графическими данными, поэтому большинство из этих положений впоследствии не подтвердилось. Однако важным здесь является то, что трещиноватость горных пород оценивается с точки зрения поисков коллекторов.

По инициативе и под руководством Е. М. Смехова в 1955 г. во ВНИГРИ была организована группа по изучению трещиноватости горных пород, в программу которой наряду с подобными работами и по другим

районам входило изучение трещиноватости девонских отложений Южно-Минусинской впадины.

Первые данные о характеристике трещиноватости пород в Южно-Минусинской впадине в 1955 г. были получены Л. П. Гмид (1956—1957) по наблюдениям микротрещин в шлифах. Отдельные положения о развитии трещиноватости в Южно-Минусинской впадине содержатся также в отчете Е. М. Смехова, Л. П. Гмид, М. Г. Ромашовой и Е. С. Ромма (1957).

За время работ в Южно-Минусинской впадине (1956—1957) нами произведено 33000 замеров макротрещин, отобрано около 1000 образцов и описан керн всех пробуренных к настоящему времени глубоких и частично крепиусных скважин. Полевые наблюдения проводились согласно временной инструкции Е. М. Смехова и М. Г. Ромашовой (1956). Однако во время полевых работ в методику исследований были внесены некоторые поправки и дополнения, способствовавшие более полной характеристике макротрещин, удобству сопоставления отдельных станций наблюдений, участков структур, более эффективного отбора керна и описания его.

Камеральная, полевая и основная обработка материала с начала 1956 г. проводилась по имеющимся в литературе примерам подобных работ Е. Н. Пермякова (1949, 1951, 1953), И. В. Кирилловой (1945), А. Е. Михайлова (1956) и др.

Однако в процессе обработки материала выяснилось, что методика указанных авторов далеко не совершенна. Кроме того, оказалось, что варианты одного и того же метода определения характеристик трещин могут быть различны в зависимости от геологических условий района, что подтверждается работами В. Н. Калачевой в Иркутском амфитеатре и М. Г. Ромашовой в Средней Азии.

Сбор материалов по трещиноватости горных пород девонских отложений Южно-Минусинской впадины и обработка их проводились по следующим этапам:

Исследуемый участок структуры, структура и разрез предварительно разбивались на определенное, обоснованное многими данными (геологическими, географическими и др.) количество станций наблюдений, иногда меняющееся в процессе работы. На каждой станции отмечались характеристика и параметры 100 замеров, необходимых и достаточных, как установлено на многих примерах, при камеральной обработке для всех построений.

По каждой станции наблюдения все замеры наносились на стереографическую проекцию и обычным методом приводились в горизонтальную плоскость для уменьшения ошибок при сопоставлении различных станций наблюдений. По приведенным замерам строились круговые диаграммы, участковые для станций наблюдения и сводные по отдельным участкам структур, литологическим разностям разреза одной свиты, всех свит и т. д.

Для дальнейшей обработки материалов — построения диаграмм-роз — составлялись таблицы приведенных замеров. Из этих же таблиц брались данные для вычисления удельной густоты трещин.

Удельная густота трещин вычислялась на 1 м^2 горизонтальной площадки, выделенной среди площади, стороны которой равны длине участка, где измеряются трещины. Естественно, что количество замеренных трещин в поле в подавляющем большинстве случаев не соответствует количеству трещин на горизонтальной площадке. Для подсчета

трещин на горизонтальной площадке Е. Н. Пермяковым (1953) был предложен график-квадрат, стороны которого равны длине стенки обнажения, ориентировка проведена по линии экспозиции. При многочисленных опытах, проведенных нами и В. Н. Калачевой, выяснилось, что ориентировать «график-квадрат» удобнее по линии простирания для районов с хорошей обнаженностью (Минусинская впадина) или по направлению линии севера для районов с плохой обнаженностью (Присяянье). Одновременно было установлено, что увеличение числа замеренных трещин по графику-квадрату зависит от соотношения линий экспозиции и простирания трещин. В зависимости от угла между этими линиями меняется и количество трещин, выходящих на линию экспозиции (простирания и «севера»), по которой строится квадрат. На основании графических построений для более точного подсчета количества трещин на данной площадке нами выведены эмпирические формулы, по которым легко подсчитывается искомая величина.

Пусть: S_1 (набл.) — число трещин в плоскости измерения;

S — эмпирическое число трещин, найденное по квадрату;

S_0 — число трещин, выходящих на линию экспозиции (истинное);

β — угол между линией экспозиции (простирания, «севера») и следом трещин одинакового направления на плоскости замеров трещин;

α — угол между линией экспозиции («севера», простирания слоя) и простиранием трещины.

Тогда путем графических построений будем иметь

I. Если $\beta = 90^\circ$ или $\beta \approx 90^\circ$, то

1) при азимуте простирания трещин, близком к направлению, перпендикулярному экспозиции, $S_1(\text{набл.}) = S$.

С целью отыскания истинного числа трещин на замеренной площадке М. Г. Ромашовой были проведены тригонометрические вычисления и предложены соответствующие формулы (1957). При анализе эмпирических и тригонометрических формул Е. М. Смеховым было установлено, что и те и другие формулы пригодны для подобных вычислений, но в различных румбах (1957);

2) при азимуте простирания трещин, близком к биссектрисе квадрата, построенного на длинах экспозиции, $S_1(\text{набл.}) = \frac{1}{2}S$;

3) при азимуте простирания трещин, близком к направлению экспозиции, $\frac{1}{4}S_1(\text{набл.}) = S$.

II. Если $\beta = 80^\circ$,

то при $\alpha = 90^\circ$ $S = S_1(\text{набл.}) - m$
 $\alpha = 45^\circ$ $S = 2[S_1(\text{набл.}) - m]$
 $\alpha = 10^\circ$ $S = 4[S_1(\text{набл.}) - m]$

III. Если $\beta = 70^\circ$,

то при $\alpha = 90^\circ$ $S = S_1(\text{набл.}) - m$
 $\alpha = 45^\circ$ $S = 2[S_1(\text{набл.}) - m]$
 $\alpha = 10^\circ$ $S = 4[S_1(\text{набл.}) - m]$

IV. Если $\beta = 60^\circ$,

то при $\alpha = 90^\circ$ $S = S_1(\text{набл.}) - 2m$
 $\alpha = 45^\circ$ $S = 2[S_1(\text{набл.}) - 2m]$
 $\alpha = 10^\circ$ $S = 4[S_1(\text{набл.}) - 2m]$

V. Если $\beta = 50^\circ$,

$$\begin{aligned} \text{то при } \alpha = 90^\circ & S = \frac{S_1(\text{набл.}) - m}{2} \\ \alpha = 45^\circ & S = S_1(\text{набл.}) - m \\ \alpha = 10^\circ & S = 2[S_1(\text{набл.}) - m] \end{aligned}$$

VI. Если $\beta = 45^\circ$,

$$\begin{aligned} \text{то при } \alpha = 90^\circ & S = \frac{1}{2} S_1(\text{набл.}) + 1 \\ \alpha = 45^\circ & S = S_1(\text{набл.}) + 2 \\ \alpha = 10^\circ & S = 2S_1(\text{набл.}) + 4 \end{aligned}$$

VII. Если $\beta = 40^\circ$,

$$\begin{aligned} \text{то при } \alpha = 90^\circ & S = \frac{1}{2} S_1(\text{набл.}) \\ \alpha = 45^\circ & S = S_1(\text{набл.}) \\ \alpha = 10^\circ & S = 2S_1(\text{набл.}) \end{aligned}$$

VIII. Если $\beta = 30^\circ$,

$$\begin{aligned} \text{то при } \alpha = 90^\circ & S = \frac{S_1(\text{набл.})}{2} - m \\ \alpha = 45^\circ & S = S_1(\text{набл.}) - 2m \\ \alpha = 10^\circ & S = 2[S_1(\text{набл.}) - 2m] \end{aligned}$$

IX. Если $\beta = 20 - 10^\circ$,

$$\begin{aligned} \text{то при } \alpha = 90^\circ & S = S_1(\text{набл.}) - 2^m \\ \alpha = 45^\circ & S = 2S_1(\text{набл.}) - 2^{m+1} \\ \alpha = 10^\circ & S = 4S_1(\text{набл.}) - 2^{m+2} \end{aligned}$$

где $m = 1, 2, 3, 4$ и т. д., в зависимости от порядка десятка для $S_1(\text{набл.})$.

Так при

| $S_1(\text{набл.})$ | m |
|---------------------|-----------|
| 1—10 | 1 |
| 10—20 | 2 |
| 20—30 | 3 и т. д. |

Следовательно, обозначение « m » можно заменить величиной $0,1 S_1(\text{набл.})$. Тогда формулы примут следующий вид:

II. Если $\beta = 80^\circ$,

$$\begin{aligned} \text{то при } \alpha = 90^\circ & S = 0,9 S_1(\text{набл.}) \\ \alpha = 45^\circ & S = 1,8 S_1(\text{набл.}) \\ \alpha = 10^\circ & S = 3,6 S_1(\text{набл.}) \end{aligned}$$

III. Если $\beta = 70^\circ$,

$$\begin{aligned} \text{то при } \alpha = 90^\circ & S = 0,9 S_1(\text{набл.}) \\ \alpha = 45^\circ & S = 1,8 S_1(\text{набл.}) \\ \alpha = 10^\circ & S = 3,6 S_1(\text{набл.}) \end{aligned}$$

IV. Если $\beta = 60^\circ$,

$$\begin{aligned} \text{то при } \alpha = 90^\circ & S = 0,8 S_1(\text{набл.}) \\ \alpha = 45^\circ & S = 1,6 S_1(\text{набл.}) \\ \alpha = 10^\circ & S = 3,4 S_1(\text{набл.}) \end{aligned}$$

V. Если $\beta = 50^\circ$,

$$\begin{aligned} \text{то при } \alpha = 90^\circ & S = 0,45 S_1 (\text{набл.}) \\ \alpha = 45^\circ & S = 0,9 S_1 (\text{набл.}) \\ \alpha = 10^\circ & S = 1,8 S_1 (\text{набл.}) \end{aligned}$$

VI. Если $\beta = 30^\circ$,

$$\begin{aligned} \text{то при } \alpha = 90^\circ & S = 0,4 S_1 (\text{набл.}) \\ \alpha = 45^\circ & S = 0,8 S_1 (\text{набл.}) \\ \alpha = 10^\circ & S = 1,6 S_1 (\text{набл.}) \end{aligned}$$

VII. Если $\beta = 20-10^\circ$,

$$\begin{aligned} \text{то при } \alpha = 90^\circ & S = S_1 (\text{набл.}) - 2^{0,1} S_{\text{набл.}} \\ \alpha = 45^\circ & S = 2 S_1 (\text{набл.}) - 2^{0,1} S_{\text{набл.}} + 1 \\ \alpha = 10^\circ & S = 4 S_1 (\text{набл.}) - 2^{0,1} S_{\text{набл.}} + 2 \end{aligned}$$

Приведенные формулы справедливы при S_1 (набл.) в интервале 1—40 трещин. При большем количестве трещин одного направления при различных β и величина m имеет другое значение.

В Южно-Минусинской впадине нами встречены лишь единичные станции наблюдения, на которых трещины одинакового направления превышали цифру 30.

Таким образом, при подсчетах по приведенным формулам величиной « m » можно пренебречь. Тогда для β в пределах от 0 до 50°

$$\begin{aligned} \text{при } \alpha = 90^\circ & S = 1/1 S_1 (\text{набл.}) \\ \alpha = 45^\circ & S = S_1 (\text{набл.}) \\ \alpha = 10^\circ & S = 2 S_1 (\text{набл.}) \end{aligned}$$

для β в пределах от 50° до 90°

$$\begin{aligned} \text{при } \alpha = 90^\circ & S = S_1 (\text{набл.}) \\ \alpha = 45^\circ & S = 2 S_1 (\text{набл.}) \\ \alpha = 10^\circ & S = 4 S_1 (\text{набл.}) \end{aligned}$$

В верхнедевонских отложениях Южно-Минусинской впадины преобладают трещины при $\alpha = 30-50^\circ$. Отсюда при подсчете истинного количества трещин принимаем значения их при $\beta = 0-50^\circ$, породы среднего девона имеют трещины чаще всего с $\beta = 50-90^\circ$. В этом случае истинное количество трещин рассчитываем по значениям их в пределах $\beta = 50-90^\circ$.

Приведенные выше расчеты для отыскания истинного числа трещин на замеренной площадке необходимы для определения удельной густоты трещин. Но сама по себе эта величина, определяемая известным методом по Е. Н. Пермякову (1953), дает очень приближенные значения, которые ни в какой мере не могут отвечать интересам последующих построений (карты перспективности района).

Кроме исчисления удельной густоты по таблицам строились диаграммы-розы (участковые и сводные).

В большинстве случаев в условиях Южно-Минусинской впадины существенных изменений в диаграммах-розах, построенных по обычным таблицам и таблицам, исправленным по квадрату, не оказалось. В последнем случае, конечно, увеличивается точность и дифференцированность отдельных лучей диаграммы-розы.

По круговым диаграммам и диаграммам-розам была получена характеристика таких параметров трещиноватости, как падение, простирание, углы, плотность, что позволило составить картину трещиноватости по разрезу и структуре, оформленную в сводные диаграммы и карты различных (min, max) плотностей и направлений простираний и др.

По описаниям естественных обнажений и керн нами составлялись литологические колонки разрезов и скважин с указанием трещинной характеристики пород. Здесь же выделялись зоны трещиноватых пород и по возможности проводилось сопоставление их с такими же зонами, выделяемыми геофизиками по комплексу каротажей.

По методу, предложенному Л. П. Гмид и Е. С. Роммом (1956), изучались плоско-параллельные шлифы с целью установления трещинной проницаемости пород.

Благодаря использованию комплекса всех изложенных выше методов, проведенные исследования в Южно-Минусинской впадине, несмотря на то, что материал еще далеко не весь обработан, позволяют привести по этому району некоторые данные о трещиноватости пород в связи с их коллекторскими свойствами.

Южно-Минусинская котловина представляет собой межгорную впадину, окруженную каледонскими горными сооружениями Кузнецкого Алатау, Восточных и Западных Саян, выполненную дислоцированными отложениями девонского и каменноугольного возраста. Разрез девонских отложений представлен главным образом чередованием сероцветных (известняки, мергели, аргиллиты, алевролиты, песчаники) и красноцветных (аргиллиты, алевролиты, песчаники) комплексов. В нижнем девоне и в прибортовой части в среднем девоне встречаются часто эффузивные породы.

Унифицированная схема стратиграфии девонских отложений
Минусинских котловин

| Система | Отдел | Южно-Минусинская впадина | | Северо-Минусинская впадина | |
|-----------|---------|---|---------------------------|---------------------------------------|-------------------------------------|
| | | Свиты | Подсвиты | Свиты | Подсвиты |
| Девонская | Верхний | Тубинская Кохайская Ойdanовская | | Тубинская Кохайская Ойdanовская | |
| | | Бейская | | Бейская | |
| | Средний | Сарагашская | Илеморовская Аскизская | Сарагашская | |
| | | Абаканская | | Абаканская | Верхнеабаканская Нижнеабаканская |
| | Нижний | Таштыпская Толочковская Имекская Чиланская | | Мотаракская Шунетская | |
| | | | | | |

Трещиноватость горных пород изучалась нами в основном для среднедевонских и, в меньшей степени, верхнедевонских отложений.

Керновый материал был собран по площадям Уйбатской, Сользаводской, Биджинской, Быстрианской, Петрошиловской, Алтайской, Северо- и Западно-Тагарских, Ново-Михайловской, Восточно- и Западно-Красноозерских. В естественных обнажениях были проведены замеры трещин на Чиланской, Илеморовской, Аскызской, Биджинской, Петрошиловской, Сользаводской антиклиналях, в районе г. Чиркова и Абакан-перевозного и близ оз. Ши́ра (Северо-Минусинская впадина).

Как отмечалось ранее Л. П. Гмид (1956), наибольшей растресканностью в девонском разрезе Южно-Минусинской впадины обладают породы илеморовской подсвиты сарагашской свиты среднего девона. Следует отметить, что вопреки установленной унифицированной стратиграфической схеме илеморовской подсвиты необходимо было бы сохранить по-прежнему наименование свиты, так как она хорошо литологически выделяется на всех разведочных площадях (слабо известковистая по сравнению с аскызской подсвитой), что подтверждается и электрокаротажем.

Вообще же все породы разреза девонских отложений характеризуются значительным развитием тектонических трещин, среди которых можно выделить два основных типа.

I тип — трещины, секущие все обнажение, состоящее из нескольких литологически различных слоев; эти трещины преимущественно зияющие;

II тип — трещины, затухающие на границах перехода из одного слоя в другой, с раскрытостью до 4, редко 2 мм.

Положение трещин обоих типов в пространстве часто совпадает, но благодаря большей густоте трещины II типа имеют более выразительную характеристику при чтении диаграмм. Трещины II типа чаще всего встречаются в аргиллитах и известняках илеморовской подсвиты и бейской свиты, в меньшей степени они характерны для пород всего среднего девона. Трещины I типа характеризуют все верхнедевонские отложения, главным образом красноцветные.

В породах трещины II типа образуют густую сеть пересекающихся линий. Несмотря на то, что трещины I и II типов имеют сходную характеристику, коллекторами с большей долей уверенности можно считать породы (и слои) с трещиноватостью II типа, так как в однородных литологических разностях (например, известняках) мощностью до 5—10 м, рассеченных мелкими трещинами, могут образовываться естественные резервуары, ограниченные по кровле и подошве малопроницаемыми породами с редкими трещинами I типа (например, песчаники и алевролиты).

Наибольшей трещиноватостью обладают породы илеморовской подсвиты. Причем интенсивность растресканности, в общем случае, возрастает снизу вверх от толочковской до илеморовской подсвиты (максимум) и уменьшается снизу вверх (от илеморовской до тубинской свиты включительно).

Углы падения трещин также возрастают снизу вверх, причем, начиная с илеморовской подсвиты и выше, амплитуда углов падения приблизительно сохраняется и находится в пределах 60—90° (чаще 70—80°). Литологические разности пород илеморовской подсвиты отличаются по интенсивности растрескивания и системам трещин. Так, песчаники этой подсвиты характеризуются часто одним направлением простирания трещин, колеблющегося в пределах 50°; алевролиты имеют два основных направления трещиноватости, часто 75, 20°; для аргиллитов характерны две ярко выраженные системы трещин с простираниями, перпендикулярными друг

другу; в известняках наблюдаются три системы трещин при двух преобладающих, с колебаниями в широких пределах. Количество трещин, подсчитанное на 1 м^2 для песчаников, алевролитов, аргиллитов, известняков, имеет соотношение $1 : 1,5 : 3 : 2$.

Для пород девонских отложений Южно-Минусинской впадины характерны три разновидности трещин: открытые, заполненные минеральным веществом (преимущественно кальцитом, в меньшей степени гипсом, ангидритом и гидроокислами железа) и заполненные битумом.

Встречаются трещины, заполненные минеральным и битумным веществом участками или с примазками его по стенкам.

Во всех свитах наблюдается преобладание открытых трещин над заполненными, но чаще процентные соотношения открытых и заполненных трещин равны друг другу.

Трещины, заполненные битумом, встречаются, как правило, в илеморовской подсвите и бейской свитах, причём в бейской свите в количестве в два раза большем, чем в илеморовской.

Обладающая зонами трещинных коллекторов илеморовская подсвита имеет горизонты трещиноватых пород различной мощности не сохраняющими постоянное положение в разрезе подсвиты, выклинивающимися по простиранию. Так, например, аргиллит с интенсивной растресканностью, заключённый между алевролитами и расположенный в нижней трети илеморовской подсвиты (Тагарская площадь) меняет свое положение по разрезу в пределах $50-100 \text{ м}$, а мощность его меняется в пределах $2-10 \text{ м}$.

Часто отмеченные горизонты трещиноватых пород на одной структуре не повторяются на другой.

Так, вышеуказанный горизонт на близлежащей Быстринской площади обладает незначительной растресканностью. Кроме того, по трем скважинам Западно-Тагарской структуры трещинная характеристика этого горизонта различна. На Петропиловской структуре один и тот же горизонт песчаников в кровле тубинской свиты также имеет различные трещинные параметры по четырем разрезам (два на периклиналях, два на юго-восточном крыле).

В этом случае литология разреза играет второстепенную роль, а главным фактором трещиноватости здесь, видимо, является тектоника.

Стратиграфически ниже илеморовской подсвиты относительно проницаемые трещиноватые породы наблюдаются в абаканской, толочковской, реже таштыпской свитах (по разрезам близ Абакан-перевозного и р. Таштып).

По имеющимся к настоящему времени данным (центральная часть Южно-Минусинской впадины), интенсивность открытой трещиноватости различных горизонтов одних и тех же свит в общем случае повышается с юга на север (фиг. 1).

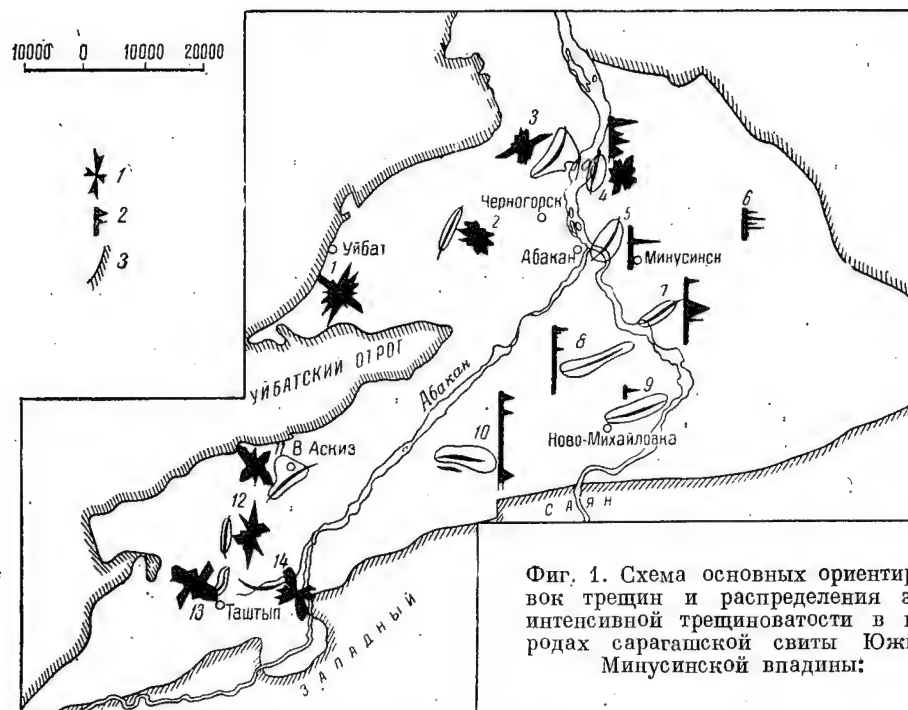
Так, например, условно подсчитанная трещинная проницаемость илеморовской подсвиты для Петропиловской структуры примерно в 1,5 раза больше той же величины для Восточно-Красноозерской структуры.

Для общей трещиноватости (открытые + закрытые трещины) соотношение обратное за счет увеличения заполненных трещин в направлении с севера на юг.

Так как заполненные минеральным веществом трещины относятся к трещинам 1 генерации, то следует считать, что среди открытых трещин не последнее место занимают трещины диагенетические. Иначе соотношение открытых трещин должно было бы соответствовать соотношению

заполненных, ибо тектонические напряжения безусловно больше сказывались вблизи бортов впадины (Восточно-Красноозерская структура).

Для Южно-Минусинской впадины отмечается в общем случае преобладание простираций трещиноватости вдоль структур (Биджинская, Соль-



Фиг. 1. Схема основных ориентировок трещин и распределения зон интенсивной трещиноватости в породах сарагашской свиты Южно-Минусинской впадины:

1 — сводные диаграммы-розы трещиноватости по структурам для сарагашской свиты; 2 — зоны (горизонты) интенсивной трещиноватости сарагашской свиты. Длина столбика — полная или вскрытая скважиной мощность свиты, пик — распределение по свитам и мощность трещинных зон; 3 — граница впадины.

Наименование структур:

1 — район Чазы—Койза, 2 — Сользаводская, 3 — Биджинская, 4 — Петрошиловская, 5 — Быстринская, 6 — Северо-Тагарская, 7 — Западно-Тагарская, 8 — Алтайская, 9 — Ново-Михайловская, 10 — Восточно-Красноозерская, 11 — Аскызская, 12 — Илеморовская, 13 — Чиланская, 14 — район Абакан-Перевозного.

заводская, Илеморовская, Аскызская антиклинали), согласующихся с направлением простираения впадины (в прибортовой части).

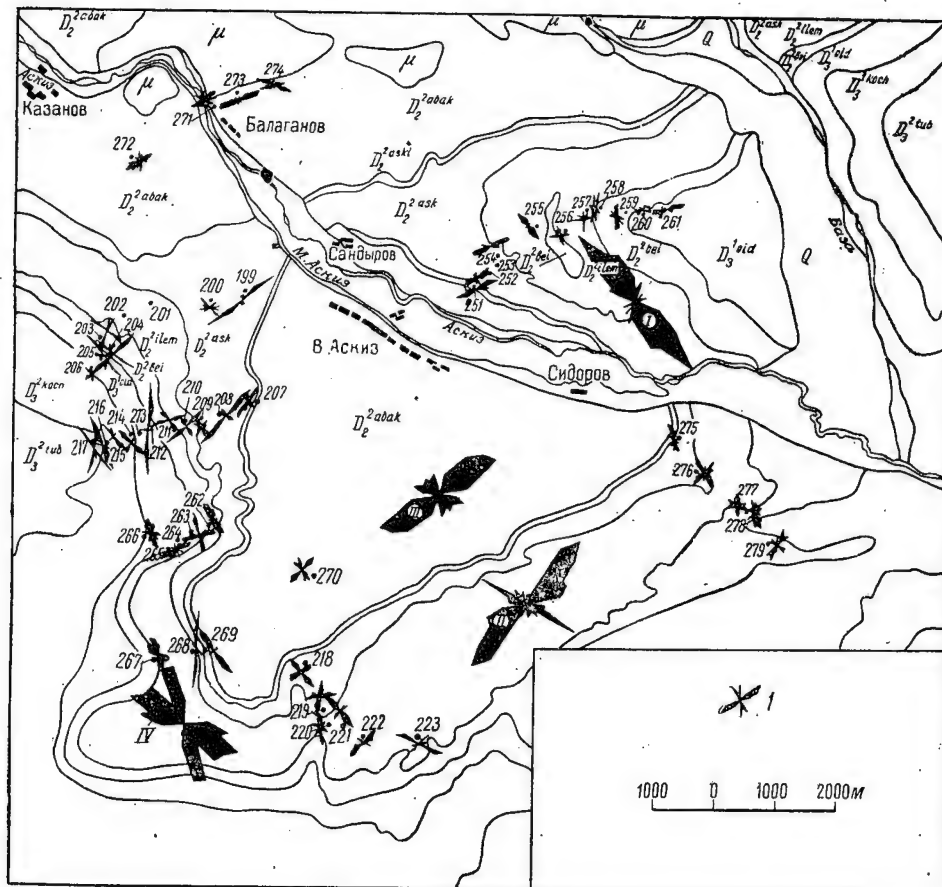
На площади самих структур нередко развиты трещины с простираениями, как бы «обтекающими» структуру (фиг. 2, 3), особенно характерными для крыльев (Аскызская, Илеморовская, Биджинская, Сользаводская, Петрошиловская антиклинали).

Чаще других элементов структуры наибольшей растресканностью характеризуются периклинали (Биджинская, Петрошиловская, Илеморовская структура).

Трещины здесь различаются двух-трех систем, пересекающиеся под углом в $20-30^\circ$.

О трещиноватости сводов структур по отношению к периферии судить очень трудно, так как по условиям залегания пород один и тот же горизонт проследить здесь не удастся.

В Абаканской конторе промысловой геофизики были произведены попытки установления зон трещиноватых пород по интерпретации совокупности каротажных диаграмм ПС и ВП и кавернограмм.



Фиг. 2. Схема основных простираний трещин на Аскизской антиклинали.

I — участковая диаграмма-роза трещиноватости. 270 — номер станции наблюдения. I—II—IV сводные диаграммы-розы трещиноватости для племоровской подсвиты по различным частям структуры; III — сводная диаграмма-роза трещиноватости для абаканской свиты по юго-восточному крылу структуры, Q — четвертичные отложения. Верхний девон. D_3^{tub} — тубинская свита; D_3^{kosh} — кохайская свита; D_3^{old} — ойдановская свита. Средний девон. D_3^{bei} — бейская свита; D_3^{ilem} — племоровская свита; D_3^{ask} — аскизская свита; D_3^{abak} — абаканская свита; μ — додевонские интрузии.

Отмечаемые таким способом зоны трещиноватых пород часто совпадают с подобными зонами, определенными нашими методами (фиг. 4).

Например, интервалы 1455—1415 и 1510—1515 по Петропиловской структуре выделяются одновременно нами и геофизиками.

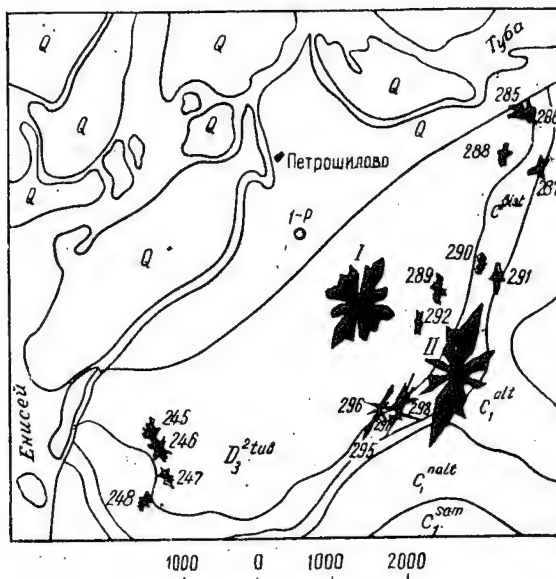
Методом промысловой геофизики определяются, как установлено нашими данными, горизонты трещиноватых пород с подавляющим большинством открытых трещин.

Трещинная проницаемость пород, определяемая по естественным обнажениям в Южно-Минусинской впадине, по визуальным данным, примерно в 2 раза больше по сравнению с этой же величиной по Северо-Минусинской впадине, тогда как известно, что «нормальная» проницаемость здесь характеризуется обратной зависимостью.*

Трещины в средне- и верхнедевонских породах Северо-Минусинской впадины имеют два основных направления: северо-восточное — $40-50^\circ$ и северо-западное — $325-330^\circ$.

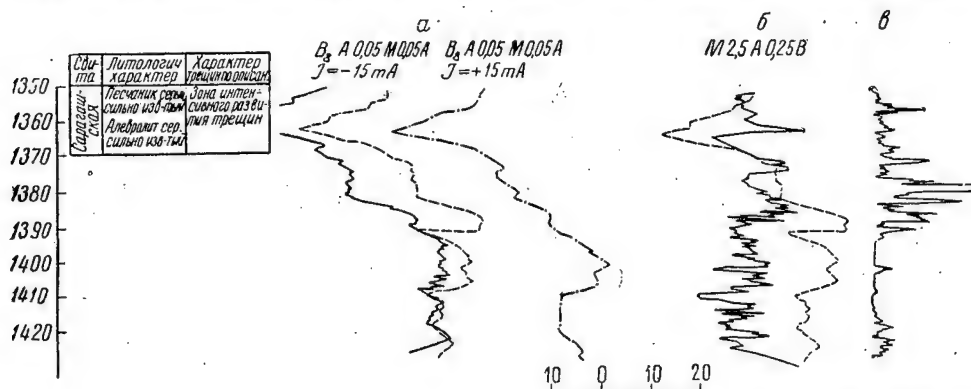
В среднедевонских отложениях системы трещин пересекаются под углом, близким к 90° ; вверх по разрезу этот угол уменьшается до $50-70^\circ$, независимо от литологии и падения пластов, которое разнится максимум на 4° ($15-19^\circ$).

По имеющимся к настоящему времени данным о трещиноватости пород выгодно выделяется Петропиловская структура. Основные простирания трещиноватости выдерживаются здесь вдоль структуры, однако



Фиг. 3. Схема основных простираний трещин на Петропиловской антиклинали.

I — участковая диаграмма-роза трещиноватости. 245 — номер станции наблюдения. I — сводная диаграмма-роза трещиноватости тубинской свиты; II — сводная диаграмма-роза трещиноватости быстринской свиты. Q — четвертичные отложения. Нижний карбон. C1 sam — самохвальская свита; C1 salt — надалтайская свита; C1 alt — алтайская свита; C1 bistr — быстринская свита. Верхний девон D3²tub — тубинская свита.



Фиг. 4. Сопоставление зоны трещиноватости верхней части сарагашской свиты по данным изучения макро- и микротрещин и каротажным диаграммам.

а — кривые вызванного потенциала; б — кривые спонтанной поляризации; в — кавернограмма.

* Под «нормальной» проницаемостью понимается проницаемость породы, определенная обычным стандартным методом.

им постоянно сопутствует направление простирания трещин, перпендикулярное или близкое к перпендикулярному относительно первых. Наибольшей растресканностью обладают периклиналы структуры. Наибольшей трещинной проницаемостью обладают породы илеморовской подсвиты в интервале 1190—1235 (известняк и аргиллит), далее 1280—1310 (известняк и аргиллит), а также интервалы 1385—1400 и 1490—1500.*

По скв. № 10 Алтайской структуры благоприятные зоны трещиноватости выделяются: интервал 2179,3—2185,3 — известняк, бейская свита; интервал 2245,2—2261,4 — аргиллит, с прослоями алевролитов, бейская свита; интервал 2322,5—2324,4 — аргиллиты, илеморовская подсвита; в меньшей степени интервалы 2421—2422,3 и 2387,8—2392,5 — песчаник.

По Западно-Тагарской структуре в скв. № 1 все породы разреза сарагашской свиты сильно трещиноваты. Наиболее интересны интервалы илеморовской подсвиты: 1167,2—1177 алевролиты и 1190—1240 — известняки.

Скв. № 2. Породы сарагашской свиты имеют повышенную битуминозность в интервале 1396—1511 м, наблюдаемую в виде частых примазок и заполнений трещин битумом. С точки зрения трещиноватости наиболее интересным горизонтом является интервал 1439—1527 м.

Скв. № 3. В сарагашской свите отмечается интервал 1367—1376 м повышенной трещиноватости пород.

Скв. № 4. По интенсивности трещиноватости выделяются интервалы 1630—1660 и 1840—1845 м. Однако породы, вскрытые этой скважиной, значительно менее растресканы, чем в скв. № 1.

Вообще же наибольшей трещинной проницаемостью обладает свод и южное, более крутое крыло Западно-Тагарской структуры (скв. № 1 и 2). Причем в ядре наибольшей трещиноватостью обладают породы верхней части сарагашской свиты, а на крыльях — средней части.

По Северо-Тагарской площади в скв. № 1 горизонты трещиноватых пород встречаются по всему разрезу сарагашской свиты и в абаканской свите в интервале 1318,8—1322 м. В скв. № 3 развитием трещиноватости выделяются породы сарагашской свиты и интервал 783,8—846,2 м (на границе ойдановской и бейской свит); в скв. № 2 в сарагашской и ойдановской свитах наблюдаются частые горизонты сравнительно хорошо растресканных пород. Интервалы 1490—1494, 1511—1515—1537 м обладают повышенной трещиноватостью.

По Восточно-Красноозерской структуре в скв. № 1 наибольшей трещиноватостью обладают породы у подошвы сарагашской свиты (интервал 1761,0—1807,7 м) и в абаканской свите в интервалах 2127,5—2185,8 и 2355—2409,1 м.

Выявление нефте-газонасыщенности разреза девонских отложений связано с правильностью постановки испытаний. При настоящем состоянии методики испытаний открытым стволом в интервале до 200 м и более

* Как в этом случае, так и по другим скважинам границы интервалов указываются не крайние, так как исследуемый керн отбирался не сплошным отбором.

Следует отметить, что обычно из тех интервалов, откуда по скважинам как по этой, так и по другим площадям получали притоки воды, нефти, газа, керн, как правило, отсутствует. Можно предположить, что эти интервалы представлены наиболее проницаемыми трещиноватыми породами, оказавшимися недоступными для непосредственного изучения (из-за отсутствия керна).

уловить горизонт трещинных пород мощностью в 15—20 м не представляется возможным. Испытанные таким образом интервалы оказываются «пустыми», хотя горизонты трещиноватых пород в этих условиях могли не попасть в зоны действия взрывов.

ЛИТЕРАТУРА

- Кириллова И. В. Некоторые вопросы механизма складкообразования (в связи с изучением внутренней структуры складчатых толщ). Изд. АН СССР, 1949.
- Краснов В. И., Козленко П. П. О результатах обработки материалов Быстринской опорной скважины за 1953—1954 гг. Фонды ВНИГРИ, 1955.
- Михайлов А. Е. Полевые методы изучения трещин в горных породах. Госгеолтехиздат, 1956.
- Пермяков Е. Н. Тектоническая трещиноватость Русской платформы, БМОИП, 1949.
- Пермяков Е. Н. и Каравашкина Ю. А. Поиски и изучение платформенных структур методами исследования тектонической трещиноватости. БМОИП, отд. геол., 28, № 6, 1953.
- Смехов Е. М. и Ромашова М. Г. Временная инструкция по изучению трещиноватости горных пород в полевых условиях (в связи с коллекторскими свойствами). Фонды ВНИГРИ, 1956.

Трещиноватые породы и их коллекторские свойства

В. К. Громов

**О КАРБОНАТНЫХ КОЛЛЕКТОРАХ НЕФТИ НА МЕСТОРОЖДЕНИЯХ
КИНЗЕБУЛАТОВСКОГО ТИПА****1. ВВЕДЕНИЕ**

Общезвестно, что в Башкирском Приуралье месторождения нефти с заведомо трещинными коллекторами (Кинзебулатово, Салихово, Цветаево, Буруново, Карлы, Малышево) находятся в средней части Предуральяского прогиба. Они располагаются меридионально в виде «цепочки» несколько восточнее полосы рифовых массивов (месторождения Ишимбаевского типа). Все месторождения Кинзебулатовского типа имеют сходное геологическое строение и идентичные условия залегания нефти.

На всех месторождениях Кинзебулатовского типа нефть заключена в известняках, доломитах и мергелях сакмаро-артинской толщи нижней перми и, частично, в отложениях верхнего карбона. На отдельных структурах (Цветаевская, Карлинская) небольшие залежи нефти и газа известны также в трещиноватых доломитах и ангидритах низов кунгура. Все указанные месторождения приурочены к небольшим ($9 \times 1,5$ км) брахиантиклинальным складкам с более крутыми (иногда нарушенными) восточными крыльями. Залежи сводовые, массивные; газовые «шапки», как правило, отсутствуют. В сводах структур имеются лишь отдельные локальные зоны, заполненные газом.

Данные В. В. Ивановой (1942) по месторождению Карлы, Н. В. Селезнева (1944) по месторождению Кинзебулатово, описание трещиноватости сакмаро-артинской толщи Кинзебулатово и Салихово, выполненное Х. П. Сыровым* (1946), результаты микроскопического исследования собранных нами образцов керна, а также полевые наблюдения 1956—1957 гг. позволили выделить на месторождениях Кинзебулатовского типа следующие семь типов коллекторов.

1. Коллектор нормального типа.
2. Коллектор кавернозного типа.
3. Коллектор трещинного типа.
4. Коллектор I смешанного типа (трещинный + нормальный).
5. Коллектор II смешанного типа (трещинный + кавернозный).
6. Коллектор III смешанного типа (трещинный + нормальный + кавернозный).
7. Коллектор IV смешанного типа (нормальный + кавернозный).

* Аналогичное описание имеется у А. А. Трофимука (1950). Мы ссылаемся на работу Х. П. Сырова, как более раннюю.

В стратиграфических разрезах месторождений различаются отдельные, не отдающие нефть участки, названные нами «участками низкой проницаемости».

Коллектора нормального типа

Распространение этого типа коллекторов ограничено. Приурочены они к прослоям, залегающим в основании сакмаро-артинской толщи и в верхнем карбоне. Констатированы во всех скважинах месторождения Кинзебулатово и в некоторых скважинах месторождения Карлы. Наблюдаются в мелкозернистых доломитах, реже доломитизированных известняках. Очертания пор неправильные. Размер пор от 0,06 до 1,2 мм. Нормальная пористость до 15,73%, воздухопроницаемость до 3,76 мд. Максимальная проницаемость 63,98 мд. Начало фильтрации 0,5—1,0 атм. Суммарная мощность прослоев 8—10 м.

Коллектора кавернозного типа

Распространение коллекторов очень небольшое. Почти всегда они приурочены к поверхностям размыва и, как правило, обнаруживаются ниже контакта сакмаро-артинской и верхнекарбоновой толщ. Пористость породы не более 3%. Каверны, разнообразные по форме и размеру, соединены между собой микротрещинами. Встречаются сухие, изолированные каверны.

Коллектора трещинного типа

Коллектор трещинного типа представляет собой совокупность насыщенных нефтью трещин различного генезиса, размера и проницаемости, рассекающих плотную, практически непроницаемую породу продуктивной части разреза.

Судя по месторождению Карлы (фиг. 1), в чистом виде указанный тип коллектора встречается редко и, несмотря на то, что фактором, определяющим продуктивность карбонатных резервуаров указанных месторождений, является трещиноватость, доля добычи, приходящаяся на коллектора чисто трещинного типа, как видно, невелика.

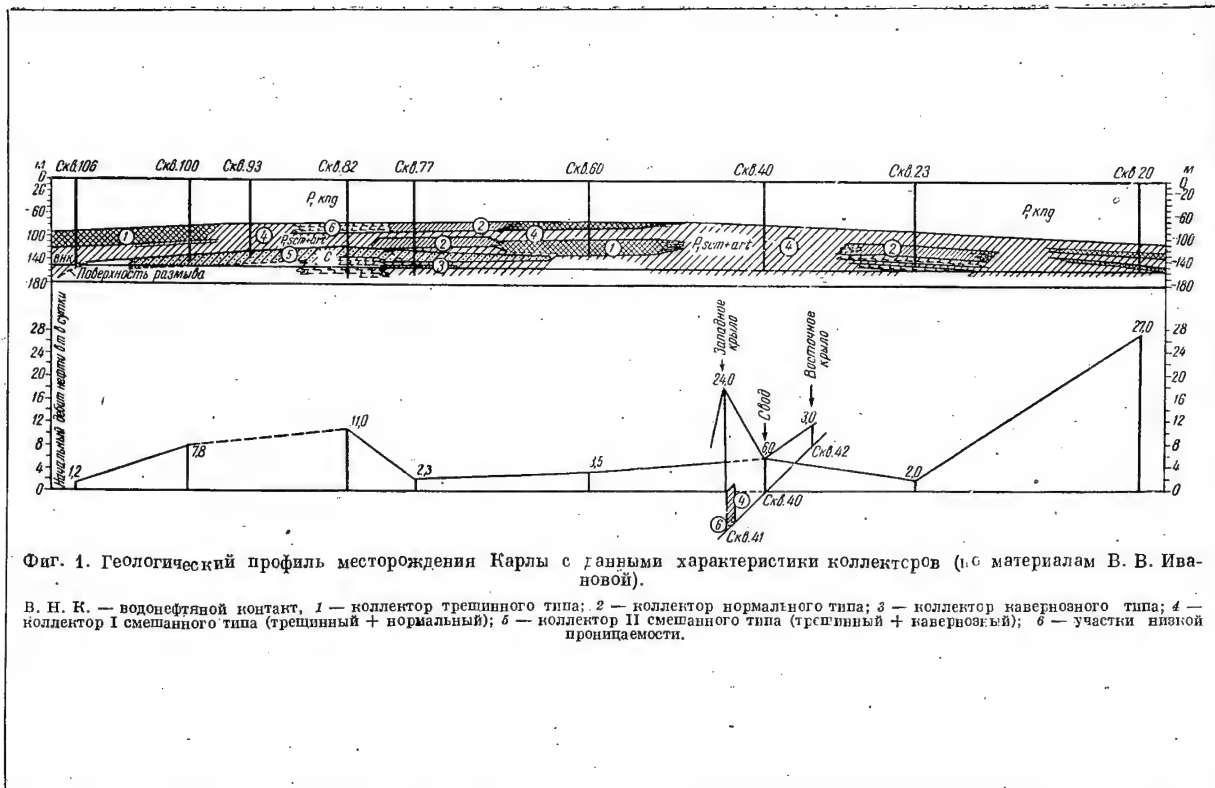
Коллектора смешанных типов

Коллектора остальных, смешанных типов представляют собой различные в количественном и качественном отношении сочетания коллекторов 3 основных типов.

Необходимо отметить, что на месторождении Карлы в основном наблюдаются коллектора смешанных типов. Характерно, что максимальная нефтеотдача (максимальные начальные дебиты) приурочена к скважинам, в разрезе которых преобладает коллектор I смешанного типа (трещинный + нормальный).

II. ХАРАКТЕРИСТИКА ТРЕЩИНОВАТОСТИ

Приведенное ниже краткое описание трещиноватости базируется как на материале полевых исследований в предгорной части Башкирии и Иркутском амфитеатре, так и на литературных данных, почерпнутых из работ названных нами авторов. Кроме того, учтены промысловые данные по месторождениям Кинзебулатовского типа.



1. Микротрещиноватость

а) Собственно микротрещины

Трещины этого типа различимы только под микроскопом при большом увеличении. Обычно они отмечаются в тонких прослойках известняков и доломитов, всегда располагаясь перпендикулярно к поверхностям напластования. Эти трещины никогда не секут границы пропластков. В поле зрения микроскопа подобных трещин обычно 10—15. Длина их 0,028—0,1 мм, редко достигает 3—5 мм; ширина — 0,005—0,015 мм. Взаимосвязь собственно микротрещин между собой, а также с трещинами других типов не наблюдалась, однако косвенные признаки, в частности тот факт, что в большинстве случаев эти трещины заполнены битумом, позволяет предполагать о существовании ее, если не сейчас, то в прошлом. Влияние указанной категории трещин на коллекторские свойства породы пока не ясно.

По-видимому, эта категория трещин возникла в результате уплотнения осадка в период диагенеза.*

б) «Волосные» трещины

Это наиболее распространенный тип трещин. Ширина их обычно колеблется от 0,01 до 0,3 мм, редко достигая 2—3 мм. Невооруженным глазом они в большинстве случаев не видны. Длина их невелика. Волосные трещины были обнаружены во всех скважинах. Породы, в которых они наблюдались, представлены доломитизированным, сильно глинистым известняком или доломитизированным мергелем.

Следует отметить, что, по данным Н. В. Селезнева, свежие, только что извлеченные из скважины образцы при ударе как бы «взрывались», рассыпаясь на массу мелких остроугольных обломков, причем по поверхностям скола выделялась газифицирующая нефть. Предпринятая нами попытка получить подобный эффект со старыми образцами, пролежавшими значительное время в кернохранилище, не удалась. Указанный эффект, по нашему мнению, вызван разностью давлений жидкости и газа, насыщающих трещины образца на его поверхности и в центре. Медленное выравнивание давлений на периферии и в центре керна при его подъеме из скважины на поверхность приводит к тому, что при механическом воздействии на керн связи между отдельностями породы нарушаются, и образец разваливается по трещинам. Благодаря перепаду давлений это явление носит характер взрыва.

Следует отметить, что подобные трещины наблюдались нами в естественных обнажениях на выветрелых поверхностях доломитов и доломитизированных известняков ангарской свиты нижнего кембрия Иркутского амфитеатра, а также в известняках среднего карбона Башкирского Приуралья.**

* Как в этом, так и во всех последующих случаях при определении генезиса имеется в виду первопричина формирования данной категории трещин, так как многие черты современной их морфологии возникли в результате последующих тектонических процессов.

** Выветривание по мелким трещинам идет гораздо интенсивнее, чем выветривание самой породы, в результате чего они рельефно выделяются на выветрелых поверхностях.

По данным Н. В. Селезнева, трещиноватость такого типа образовалась в результате орогенеза («Материал как бы раздроблен ударом большой силы»). Н. В. Селезневым почему-то не учитывается тот факт, что для пород с таким типом трещин характерна доломитизация. Как известно, при процессе доломитизации происходит сокращение объема породы на 10—12 %. Нам кажется, что гораздо логичнее было бы связать образование этих трещин не с орогенезом, а с процессом доломитизации. Данные петрографического исследования Л. П. Гмид в прозрачных шлифах образцов керна, отобранных нами по месторождениям Кинзебулатовского типа, как мы увидим ниже, подтверждают это.

В породах сакмаро-артинской толщи отмечено наличие четырех категорий волосных трещин различного генезиса и возраста. Ниже они перечислены нами в соответствии с последовательностью образования:

- 1) трещины, заполненные битумом (нефтью);
- 2) трещины, заполненные битумом (нефтью) и минеральным веществом;
- 3) трещины, заполненные минеральным веществом;
- 4) открытые трещины.

Указанные категории трещин отличаются друг от друга как по характеру заполнения, так и по морфологическим признакам (смотри ниже). В качестве основного критерия классификации принят характер заполнения. Этот фактор прослеживается наиболее четко и, вкупе с анализом взаимоотношений между собой различных категорий волосных трещин, позволил определить приведенную выше последовательность их образования.

Зависимость растрескивания породы от интенсивности доломитизации подтверждается как некоторыми морфологическими особенностями самих трещин, так и данными сопоставления величины трещинной пористости и проницаемости для различных типов пород.

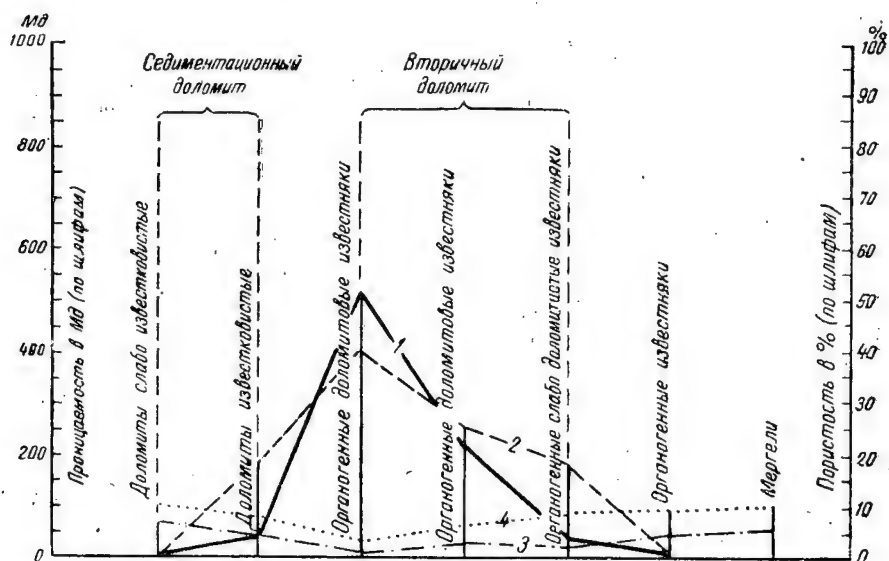
Последнее наглядно иллюстрируется графиком (фиг. 2).

При рассмотрении его видно, что с увеличением в породе содержания вторичного доломита наблюдается возрастание трещинной пористости и трещинной проницаемости для 1 и 2 категорий трещин. Минимальные значения этих величин характерны для известняков, мергелей и первичного доломита. Наоборот, для трещин 4 категории характерно увеличение трещинной пористости и проницаемости по мере уменьшения содержания в породе вторичного доломита (см. фиг. 2).

Из морфологических особенностей (фиг. 3а—3ж) следует указать, что трещины 1 и 2 категорий не секут известняковых реликтов, но отгибают их и ветвятся в окружающих доломитах (фиг. 3а). Они имеют извилистую зазубренную форму. Ширина их 0,01—0,08 мм.

Наоборот, трещины 3 категории в большинстве прямолинейны, изредка ветвятся и располагаются под различными углами к слоистости. Обычно они секут известняковые реликты и органические остатки (фиг. 3ж). Ширина их достигает 2—3 мм. Трещины 3 категории секут трещины первой и второй, что свидетельствует о более позднем времени их образования; по-видимому, они тектонические.

И, наконец, 4 категория — открытые трещины. Они явно тектонические. Ширина их 0,01—0,05 мм. Они рассекают как известняковые реликты, так и вмещающие доломиты, прямолинейны или слабо ветвисты, слегка извилисты и секут трещины всех предыдущих категорий, из чего следует считать их образование наиболее поздним.



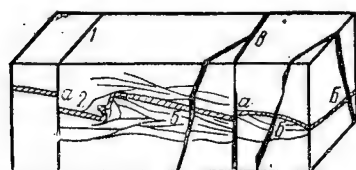
Фиг. 2. Зависимость интенсивности развития волосной трещиноватости от литологии пород Цветаевского, Буруновского и Малышевского месторождений (по Л. П. Гмид).

1 — проницаемость по шлифам для трещин, заполненных битумом (нефтью); 2 — пористость по шлифам для трещин, заполненных битумом (нефтью); 3 — проницаемость по шлифам для открытых трещин; 4 — пористость по шлифам для открытых трещин.

2. Макротрещиноватость

а) «Внутрипластовые» трещины

К этому типу нами отнесены трещины, залегающие слабо наклонно по отношению к слоистости. Они наблюдались нами как в естественных обнажениях известняков среднего карбона Башкирии (фиг. 4), так и в кернах из скважин месторождений Кинзебулатовского типа (известняки, доломиты, мергели сакмаро-артинской толщи). Упоминание о них имеется у Х. П. Сырова (1946) и А. А. Трофимука (1950).



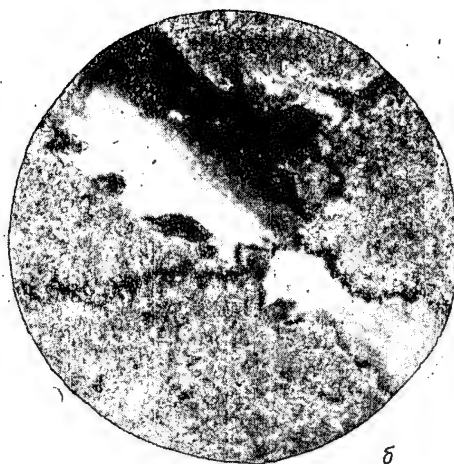
Фиг. 4. Взаимосвязь внутрипластовых трещин и трещин II порядка. Трещины II порядка секут внутрипластовую трещину. Блок-диаграмма к фрагменту обнажения № 9. Башкирская АССР, Мелеузовский район, у поселка Зириково. Иштугановская антиклиналь. Известняки среднего карбона.

1 — трещины II порядка; 2 — трещина внутрипластовая; а) пересечение со смещением, б) пересечение без смещения, в) взаимосвязь между собой 2-х трещин II порядка

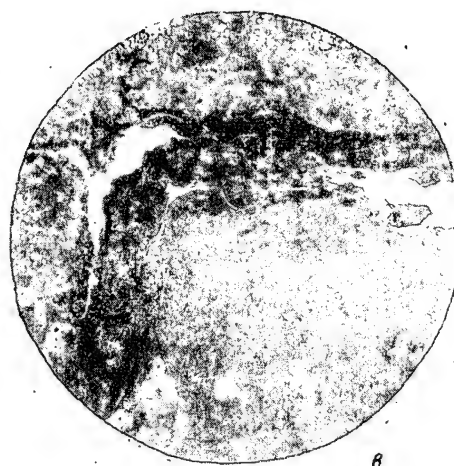
Обычно эти трещины заполнены минеральным веществом, имеют значительную (до 1 м) длину и резко изменчивую мощность (ширину). Мощность их в среднем 0,3–0,5 см, реже достигает 1 см. Местами внутрипластовая трещина как бы расслаивается, приобретает «волокнистое» строение. Иногда они извилисты. Во многих случаях они сопровождаются серией мелких трещин, ответвляющихся от основной трещины и в дальнейшем параллельных или почти параллельных ей. Густота внутрипластовых трещин



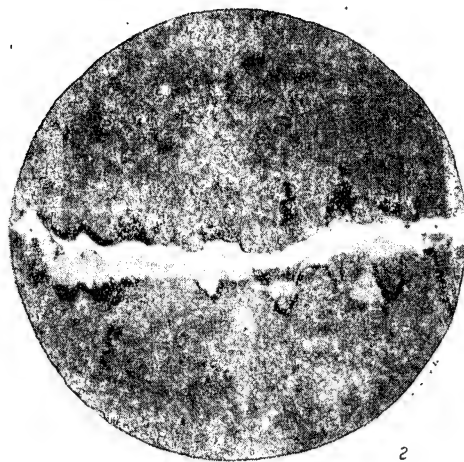
Фиг. 3а. Контакт фузулинового известняка и мелкозернистого доломита. Трещина, заполненная битумом, огибает обломок известняка и ветвится в окружающей породе, проходя по контакту зерен известняка, сцементированных доломитом. Малышевское месторождение, сакмаро-артинские отложения.



Фиг. 3б. Доломитовый разномерный известняк с органическими остатками. Трещина, заполненная битумом, огибает органические остатки. Буруновское месторождение, сакмаро-артинские отложения.

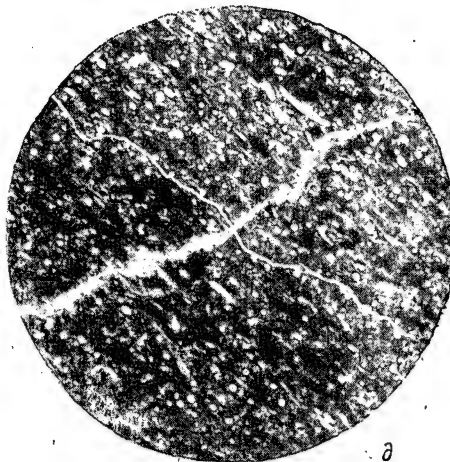


Фиг. 3в. Известково-доломитовая порода неоднородного состава. Трещина, заполненная битумом, огибает обломки известняка. Цветаевское месторождение, сакмаро-артинские отложения.



г

Фиг. 3г. Неоднородная известняково-доломитовая порода. Трещина, заполненная минеральным веществом, сечет трещину, заполненную битумом. Малышевское месторождение, сакмаро-артинские отложения.



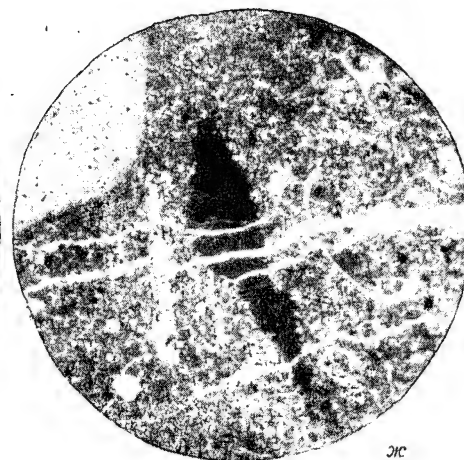
д

Фиг. 3д. Тонкослоистый мергель. Карбонатная часть кальцито-доломитовая, глинистая — гидрослюды. Открытая трещина сечет трещину, заполненную минеральным веществом. Буруновское месторождение, сакмаро-артинские отложения.



е

Фиг. 3е. Доломитовый мелкозернистый известняк. Соотношение различных трещин, заполненных минеральным веществом. Микросмещение. Буруновское месторождение, сакмаро-артинские отложения.



ж

Фиг. 3ж. Известняково-доломитовая порода неоднородного состава. Трещины, заполненные минеральным веществом, секут обломки органогенных известняков и органические остатки. Цветаевское месторождение, сакмаро-артинские отложения.

невелика. В обнажении длиной 5—8 м нами наблюдалось всего 3—4 такие трещины. На коллекторские свойства породы они очевидно существенного влияния не оказывают. Генезис их неясен.

б) Трещины «II порядка» (пластовые)

Судя по описаниям, «пластовые трещины» Н. В. Селезнева (1944), значительная часть «эпейроклаз» Е. Н. Пермякова (1949), «трещиноватость повсеместного распространения» А. С. Новиковой (1951), «внутрислойные трещины» В. В. Белоусова (1952) и «трещины II порядка (пластовые)», наблюдавшиеся нами, представляют собой одну и ту же категорию трещин.

По Н. В. Селезневу, эти трещины:

а) секут только один пласт, не переходя в окружающие породы; б) обломки имеют форму столбиков (параллелепипедов) с 3, 4, 5 (до 10) гранями; в) на стенках трещин часто видна мелкая штриховка, напоминающая полосчатость на стилолитовых образованиях; г) трещины этой разновидности обычно приурочены к наиболее плотным породам разреза — прослоям известняков.

По мнению Н. В. Селезнева и А. С. Новиковой, эти трещины возникли в результате уплотнения осадка в период диагенеза.

При полевых исследованиях 1956 г. на территории Иркутского амфитеатра и позднее в Башкирском Приуралье в 1957 г., нами неоднократно наблюдались подобные трещины. Действительно, лучше всего они прослеживаются в наиболее плотных породах (кремнистые породы, плотный известняк), причем с увеличением плотности породы густота их растет. Они обычно перпендикулярны поверхностям наложения, но отнюдь не всегда, дойдя до них, они заканчиваются. В некоторых случаях трещина II порядка затухает, не доходя до границы пласта (затухание наблюдалось как у верхней, так и у нижней границы). Во многих случаях трещины II порядка продолжают, рассекая 2—3, а иногда 4—5 пластов различной мощности. Зачастую переход трещины из пласта в пласт сопровождается незначительным смещением ее частей в ту или другую сторону. Иногда картина осложняется некоторым изменением азимута и угла наклона трещины. Но во всех случаях статистическая обработка результатов наблюдений подтверждает, что и трещины со смещением, и трещины без смещения, независимо от числа рассекаемых пластов и изменения элементов залегания при пересечении границы пласта, являются трещинами одной генерации. Простирание основных систем этих трещин, как правило, совпадает с простиранием систем трещин I порядка, трещин заведомо тектонических (фиг. 5).

Заслуживают внимания факты, отмеченные рядом исследователей и касающиеся распространения трещин II порядка по площади и разрезу. Так, А. С. Новикова (1951), описывая трещиноватость восточной окраины Русской платформы, сообщает, что, как ею, так и другими исследователями (Р. Кауфман, Ч. Тейхерт и др.) наблюдалась выдержанность простираний систем трещин II порядка на территории, значительно превышающей площадь, ограниченную контурами отдельных локальных структур. Ею же наглядно показано, что густота трещин II порядка — функция мощности пласта и связана с ней обратной зависимостью. Аналогичное заключение было сделано и В. В. Белоусовым (1952). Указанная закономерность наблюдалась и нами как в Иркутском амфитеатре, так и в Башкирии.

Другая зависимость — зависимость интенсивности трещиноватости II порядка от глинистости разреза наблюдалась Е. Я. Старобинцем (1948) при изучении керна из скважин месторождения Кинзебулатово. Она выражается в том, что с увеличением содержания в породе глинистого материала густота и раскрытость трещин уменьшается.

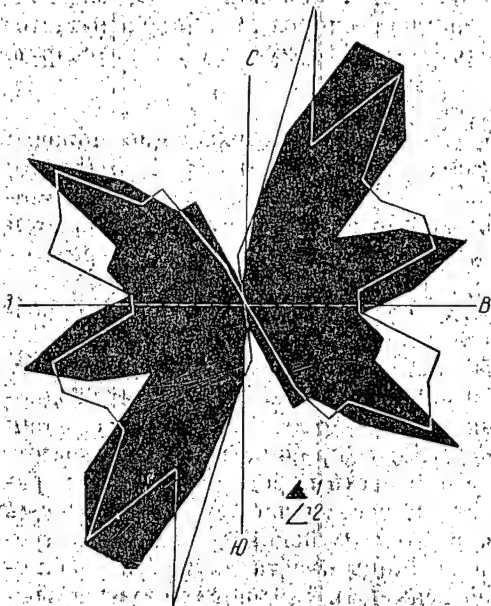
Все вышесказанное позволяет заключить следующее.

1. Трещины II порядка по своему происхождению тектонические.

2. Трещины II порядка образовались, как видно, раньше трещин I порядка, создав в породе ослабленные зоны, по которым и происходило развитие трещин I порядка (подробнее см. ниже).

3. Трещины II порядка, по-видимому, образовались до формирования структур.

Приуроченность «пластовых» трещин к наиболее плотным породам, ограниченность их длины преимущественно пределами одного пласта (реже 2—3 пластов), штриховка граней обломков, перпендикулярность плоскостям наслоения и другие данные позволяют связать их происхождение с тектоническими процессами эпейрогенического характера. Здесь уместно сослаться на ряд авторов, вполне удовлетворительно объясняющих генезис подобных трещин. Как указывает Е. Н. Пермяков (1951), зарождение тектонической трещиноватости начинается уже в период диагенеза осадка. Дальнейшее развитие трещиноватости II порядка хо-



Фиг. 5. Сводные диаграммы-розы трещин I и II порядков для Введенской антиклинали Иркутского амфитеатра. (Составили В. К. Громов и В. Н. Калачева):

1 — роза трещин I порядка (по 2110 измерениям);
2 — роза трещин II порядка (по 2294 измерениям).

рошо объясняется схемой В. В. Белоусова (1952), по которой пласт плотной породы (известняк), заключенный между пластами породы менее плотной (более глинистой), в условиях медленных поднятий и опусканий подвергается растрескиванию. Трещины в этом случае располагаются перпендикулярно напластованию и являются трещинами растяжения. В обнажениях известняков отдельные, возникшие на базе подобных трещин, образуют как бы «кирпичную кладку», причем величина отдельностей обратно пропорциональна мощности пласта.

Одновременно, как указывает П. М. Фомкин (1955), «лабораторными исследованиями установлено, что после образования трещин отдельные блоки образца при изгибе начинают работать на сжатие». Если учесть к тому же прерывисто-непрерывный характер тектонических движений, станет понятным не только механизм растрескивания, но и наличие таких изменений, как штриховка граней (образование ее невозможно в условиях постоянно действующих растягивающих усилий), а также развитие трещин

в смежные по разрезу пласты, смещение частей трещины в различных пластах и др.

Изучение керна из скважин месторождений Кинзебулатовского типа показало, что пластовые трещины в большинстве случаев открытые, изредка они заполнены кальцитом не на всю ширину. Густота их значительна. Ширина (раскрытость) варьирует от долей миллиметра до нескольких миллиметров и больше. Трещинная пористость (определена методом вычисления объема) обычно 3—4%; для мелкослоистых разностей она, возможно, будет значительно выше (до 15%).

в) Трещины I порядка

Так же как и трещины II порядка, эти трещины неоднократно наблюдались нами в естественных обнажениях. Они, как правило, вертикальные или слабонаклонные и секут всю наблюдаемую толщу пород под различными, преимущественно крутыми, углами к слоистости. Они всегда широки (зияющие). Некоторые трещины заполнены брекчией, состоящей из обломков окружающих пород. Наряду с шероховатыми стенками наблюдаются поверхности с зеркалами скольжения. Густота трещин I порядка невелика. Она колеблется от 3—4 до 10—15 трещин на 10 м.

Картина трещиноватости, наблюдавшаяся нами в естественных обнажениях (фиг. 6), зачастую совпадает с данными В. В. Белоусова (1952), сообщающего, что многие крупные трещины образуются за счет объединения по разрезу трещин менее крупных, в данном случае, трещин II порядка.

Не вызывает сомнения, что это тектонические трещины. Наиболее логично связывать их образование с какими-то относительно кратковременными тектоническими движениями большой силы. По-видимому, они не столько аккумулируют нефть, сколько являются ее проводниками, объединяя в единое целое отдельные части залежи.

К изложенному описанию типов трещин можно добавить еще следующее.

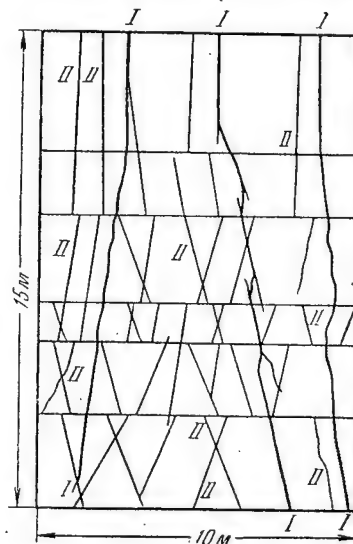
Х. П. Сыров (1946) указывает, что тектонические трещины (судя по описанию, речь идет о трещинах I и II порядка) могут быть подразделены на 2 типа.

1. Трещины растяжения.

Они развиты в основном в сводах структур. Стенки их шероховаты, уступчатые. Эти трещины в большинстве своем зияющие, различной ширины (от долей миллиметра до нескольких сантиметров).

2. Трещины сдавливания.

Наблюдались за пределами контура нефтеносности на глубоко погруженных участках крыльев структур. Для них характерно наличие зеркал скольжения на плотно сомкнутых стенках. В местах развития этих



Фиг. 6. Взаимосвязь трещиноватости I и II порядка. Бельский район Иркутской области у пос. Бельск. Известняки и доломиты булайской свиты нижнего кембрия. Обнажение № 326.

1 — трещины I порядка, 2 — трещины II порядка.

трещин скважины обычно оказывались сухими. Широкое развитие трещин сдвигания, по мнению Сырова, привело к отсутствию напора пластовых вод на месторождении Кинзебулатово.

Следует однако заметить, что «трещины растяжения» и «трещины сдвигания» Х. П. Сырова нельзя признать самостоятельными генетическими типами, ибо как те, так и другие возникли, как видно, в результате одних и тех же тектонических усилий, но проявившихся по-разному в различных частях структур. Об этом говорит их локальное распространение.

Обращают на себя внимание также сведения, касающиеся взаимоотношения между собой различных типов трещин. Сыров различает два вида взаимосвязи трещин.

1. Трещина продолжается на большое расстояние, пересекая ряд других трещин (взаимоотношение трещин I и II порядка).

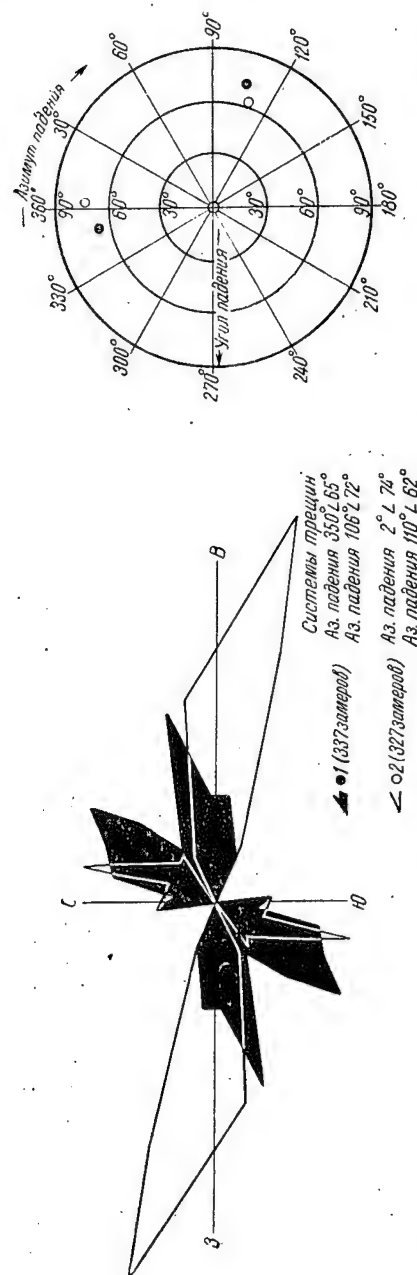
2. Трещина исчезает при пересечении с другой, не продолжаясь далее (очень широко распространенная взаимосвязь трещин II порядка, см. фиг. 4).

Как уже указывалось, волосные трещины, не видимые в свежем изломе образца породы, хорошо прослеживаются на выветрелых поверхностях в виде бороздок, если материал, заполняющий трещину, менее прочен, чем основная порода, или в виде грибов до 1 мм высотой, если заполняющее трещину вещество содержит примесь кремнезема.

Эта особенность позволила нам наблюдать характер взаимопересечения трещин II порядка и волосных.

Нами наблюдались два случая взаимопересечения:

1) обычно трещины II порядка секут волосные трещины, причем иногда наблюдается небольшое смещение частей волосной трещины по трещине II порядка;



Фиг. 7. Соотношение трещиноватости II порядка по зонам повышенной и нормальной трещиноватости БССР, Мелеузовский район у деревни Н. Ташево. Западное крыло Ингутовской антиклинали. Известняки среднего карбона. Обнажение № 15.

1 — зона повышенной трещиноватости; 2 — зона нормальной трещиноватости.

2) реже наблюдается обратная картина. Трещины волосные секут трещины II порядка, ясно прослеживаясь в виде бороздки или гривки на поверхности вещества, заполняющего ее.

Это говорит о том, что часть волосных трещин образовалась до, а часть после формирования трещиноватости II порядка.

Взаимосвязь трещин II порядка с трещинами «внутрипластовыми» также наблюдалась нами в естественных обнажениях известняков среднего карбона предгорной Башкирии. Трещины II порядка секут внутрипластовые трещины (фиг. 4). Иногда наблюдается смещение частей внутрипластовой трещины по трещине II порядка. Чаще трещина II порядка не вызывает смещения, но хорошо прослеживается на веществе, заполняющем внутрипластовую трещину в виде бороздки или гривки.

Исследования макротрещиноватости в естественных обнажениях позволили несколько уточнить представления о зонах повышенной и нормальной трещиноватости для трещин II порядка.

Под термином «зона нормальной трещиноватости» мы подразумеваем участки разреза или территории, на которых трещиноватость II порядка подчиняется указанной выше закономерности: густота трещин зависит от мощности пласта и связана с ней обратной зависимостью. В зонах повышенной трещиноватости эта закономерность не прослеживается. Густота трещин здесь резко повышена, достигая 50 и больше трещин на 1 пог. м. Зоны повышенной трещиноватости представлены в плоскости обнажения участками неправильной формы и различных размеров, зачастую превышающих в длину 10 и больше метров.

Статистическая обработка замеров трещин показала, что в расположенных рядом зонах повышенной и нормальной трещиноватости может быть выделено одинаковое число систем трещин с одинаковой ориентировкой.

Примером является обнажение № 15 (фиг. 7) на западном крыле Иштугановской антиклинали, расположенное в долине р. Нугуш выше деревни Нижнее Ташево (Башкирское Приуралье).

Это позволяет заключить, что зоны повышенной трещиноватости II порядка сформировались одновременно с возникновением зон нормальной трещиноватости II порядка, до оформления тектонических структур.

Изложенные данные могут быть представлены в виде следующей классификационной схемы.

**Схема классификации трещин продуктивной части разреза
месторождений Кинзебулатовского типа**

| | |
|--------------------|--------------------------|
| По В. К. Громову * | По Н. В. Селезеву (1944) |
|--------------------|--------------------------|

I. Микротрещиноватость

1. Собственно микротрещины

1. Микротрещиноватость

Встречаются в тонких прослойках известняков и доломитов. Наблюдаются только в шлифах. Эти трещины никогда не секут границы пропластков. Они всегда перпендикулярны поверхности наложения. Длина их 0,028—0,1 мм, редко 3—5 мм. Ширина 0,005—0,015 мм.

В большинстве случаев эти трещины заполнены битумом.

По-видимому, они образовались в результате уплотнения осадка в период диагенеза.

Продолжение

| По В. К. Громову * | По Н. В. Селезневу (1944) |
|--|--|
| <p>2. Волосная трещиноватость</p> <p>Это наиболее распространенный тип трещин. Термин «волосная трещиноватость» объединяет несколько категорий трещин, классифицированных по характеру заполнения (см. фиг. За—ж):</p> <p>а) трещины, заполненные битумом (нефтью);</p> <p>б) трещины, заполненные битумом и минеральным веществом;</p> <p>в) трещины, заполненные минеральным веществом;</p> <p>г) открытые трещины.</p> <p>Ширина волосных трещин колеблется от 0,01 до 0,3 мм, реже достигает 2—3 мм.</p> <p>Генезис: образовались в результате сокращения объема породы в процессе доломитизации известняков. Тектонические процессы привели к раскрытию трещин 1 и 2 категорий и оказали влияние на формирование 3 и 4 категорий.</p> | <p>2. Перекрещивающиеся трещины</p> <p>Наиболее распространенный тип. Ширина трещин 0,01—0,08 мм, реже 0,312 мм. Рассекают породу во всевозможных направлениях.</p> <p>Обнаружены в образцах с признаками доломитизации.</p> <p>Генезис: тектонические — «материал как бы раздроблен ударом большой силы» (Н. В. Селезнев).</p> |
| II. Макротрещиноватость | |
| <p>1. Внутрипластовые трещины.</p> <p>Слабо наклонные (относительно поверхностей наслонения) трещины. Обычно заполнены минеральным веществом. Мощность их резко изменчива и достигает в среднем 0,3—0,5 см. Они извилистые, зачастую ветвистые.</p> <p>Генезис неясен.</p> | |
| <p>2. Трещины II порядка (пластовые)</p> <p>Секут обычно 1—3 пласта. Из пласта в пласт переходят с изменением угла наклона и азимута. В карбонатных породах большей частью перпендикулярны поверхностям наслонения. Ориентировка систем трещин в большинстве совпадает с простиранием систем трещин заведомо тектонического происхождения. Стенки шероховатые; иногда на стенках наблюдается штриховка. Встречаются трещины открытые, заполненные частично и полностью минеральным веществом или битумом.</p> <p>Генезис: тектонические, связанные с медленными колебательными движениями.</p> | <p>3. Пластовые трещины</p> <p>Секут один пласт, не переходя в окружающие породы. Отдельности имеют форму столбиков, параллелепипедов с 3—5 (до 10) гранями. На стенках трещин штриховка. Перпендикулярны поверхностям наслонения. Приурочены к наиболее плотным породам разреза.</p> <p>Генезис: диагенетические.</p> <p>Растрескивание осадка в период усыхания.</p> |
| <p>3. Трещины I порядка</p> <p>Трещины секущие всю или большую часть продуктивной толщи. Густота трещин невелика, достигая в среднем 4—6 трещин на 10 м. Не заполнены или частично заполнены минеральным веществом. Иногда содержат брекчию окружающих пород. Стенки бугристые, шероховатые, иногда с зеркалами скольжения.</p> <p>Генезис: тектонические, связанные с орогенезом после артинского времени</p> | <p>4. Наклонные</p> <p>Трещины, наклонные к плоскостям наслонения, разбивающие породу на крупные плоской формы обломки. Наряду с шероховатыми стенками имеются зеркала скольжения.</p> <p>Генезис: тектонические</p> |

* Схема отражает общую последовательность образования трещин.

III. НЕКОТОРЫЕ ПРОМЫСЛОВЫЕ ДАННЫЕ

Большое значение при изучении трещинных коллекторов имеет анализ промысловых данных.

Изучение распределения по структуре начальных дебитов, пластовых давлений, характера обводнения, а также механического каротажа скважин, произведенное по ряду месторождений Кинзебулатовского типа, позволяет установить следующее.

1. Максимумы начальных дебитов располагаются на линиях, диагональных к простиранию осей структур, образуя линейные зоны, отделенные друг от друга участками резко пониженных начальных дебитов. Такое распределение, очевидно, зависит от распространения трещиноватых зон и отражает их простирание. Указанная закономерность прослежена на примере трех месторождений (Кинзебулатово, Карлы, Малышево). Так, например, на Малышевском месторождении отчетливо выделяются две диагональные зоны с максимальными значениями дебита 11—15 и 5—8 *м/сутки*. Они протягиваются под углом приблизительно 40° к оси структуры.

На месторождении Карлы выделяются три подобные зоны под углом около 35—40° к оси структуры (фиг. 8).

Две подобные зоны отмечаются на месторождении Кинзебулатово.

2. Скважины с максимальными начальными дебитами располагаются не в сводах структур, а на их крыльях и периклиналях. Примером этому могут служить все перечисленные месторождения.

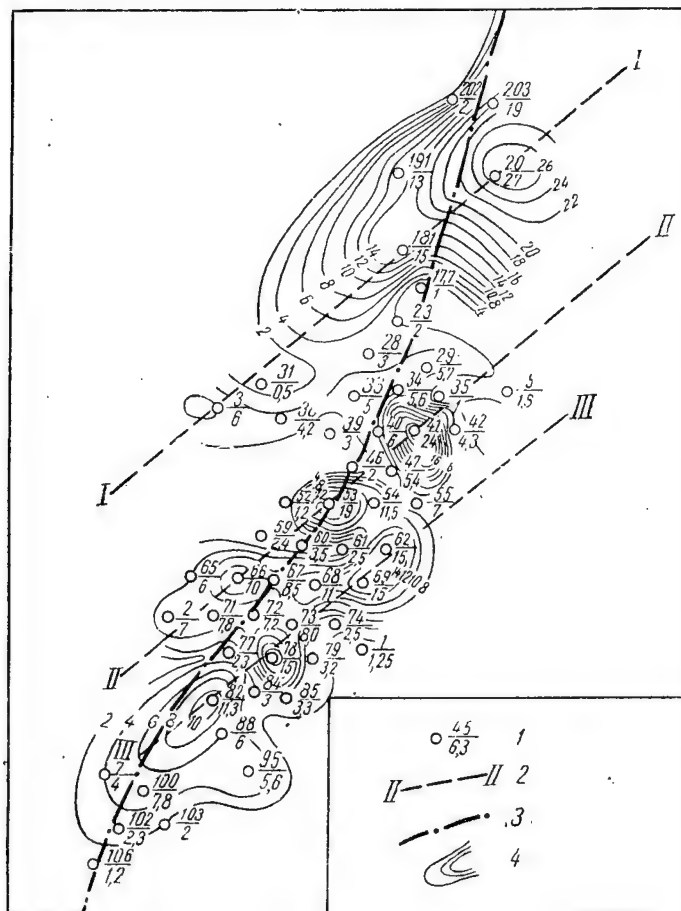
3. Максимумы начальных дебитов приурочены в основном к скважинам (см. фиг. 1), в разрезе которых преобладают коллектора I смешанного типа (трещинный + нормальный).

4. Распределение пластовых давлений крайне неравномерно. Соседние скважины сплошь и рядом имеют резко различные пластовые давления. В отдельных случаях наблюдаются локальные минимумы давления. Имеется указание А. А. Трофимука (1950) об отгартывании отдельных скважин в процессе эксплуатации досуха; пластовое давление при этом падало практически до нуля. Указанные данные могут свидетельствовать о слабой взаимосвязи отдельных участков коллектора между собой, видимо, свойственной для подобного типа коллекторов. Примером локального минимума давления может служить скважина № 105 месторождения Кинзебулатово. Она расположена в своде структуры, имеет пластовое давление 13,8 *атм* и окружена со всех сторон скважинами с пластовыми давлениями: 24,3; 25,6; 29,2; 31,3; 34 и 36,6 *атм*. Об этом же свидетельствует тот факт, что во многих случаях скважинам с низкими пластовыми давлениями отвечают высокие начальные дебиты и наоборот.

Месторождение Кинзебулатово

| Скважина | Начальный дебит, <i>м</i> | Пластовое давление, <i>ат</i> | Вероятные значения проницаемости, исчисленные по графику Е. С. Ромма (1957), <i>мд</i> |
|----------|---------------------------|-------------------------------|--|
| 12 | > 100 | 18,6 | порядка 50 |
| 113 | 5—15 | 34,1 | » 1 |
| 5 | > 100 | 4,8 | » 200 |
| 50 | < 5 | 12,5 | » 1 |

5. Обводнение скважин происходит неравномерно. Отдельные скважины, забой которых расположен выше водо-нефтяного контакта, обводняются почти полностью в короткие сроки. Наряду с ними имеются скважины с продолжительными периодами добычи безводной нефти. Подтягивание воды к забоям скважин идет различными темпами. Исходя



Фиг. 8. Карта начальных дебитов месторождения Карлы.

1 — в числителе — номер скважины, в знаменателе — начальный дебит в сутки (в тоннах); 2 — диагональные зоны (I, II и III) повышенных начальных дебитов; 3 — ось структуры; 4 — изолинии начальных дебитов (проведены через 2 тонны в сутки).

из этого, можно предположить, что в толще трещиноватых пород имеются проницаемые трещины большой протяженности или даже зоны трещиноватости, расположенные редко и неравномерно.

6. Судя по данным о механическом каротаже (С. Г. Комаров и М. Р. Пустильников, 1942) видно, что для месторождения Карлы зонам, проницаемым по данным опробования (зоны повышенной трещиноватости), соответствует скорость проходки больше 1 пог. м в час. Распространение зон повышенной трещиноватости неравномерно. Участки со скоростью

проходки больше 1 м в час встречаются как в верхней, так и нижней частях толщи сакмаро-артинских пород и с трудом увязываются между собой.

IV. ВЫВОДЫ

Сравнительный анализ приведенных данных позволяет заключить следующее.

1. Наибольшее влияние на коллекторские свойства породы, как видно, оказывают трещины II порядка и волосные. Это объясняется тем, что при достаточной для нефтеотдачи проницаемости они имеют значительно больший суммарный трещинный объем, нежели трещины других категорий. Сравнительно редко расположенные крупные трещины I порядка выполняют роль проводников, связывающих между собой отдельные участки залежи. Роль собственно микротрещин остается неясной.

2. Как трещины II порядка, так и I порядка — трещины тектонические, но относящиеся к различным генерациям. Первые, видимо, образовались в условиях медленных колебательных движений, вторые же связаны с более поздними орогеническими процессами.

Волосная трещиноватость имеет смешанный генезис. По-видимому, основой ее является доломитизация. Последующие тектонические процессы привели к раскрытию трещин, возникших за счет доломитизации, их изменению и формированию новых категорий волосных трещин.

3. Последовательность формирования типов трещин следующая:

| Микротрещиноватость | Макротрещиноватость |
|-----------------------|---------------------|
| Микротрещины усыхания | |
| Волосные трещины | Трещины II порядка |
| | Трещины I порядка |

Генезис и время образования внутрипластовых трещин неясны.

4. Нефтеотдача трещинных коллекторов неравномерна как по площади, так и в разрезе. Это подтверждается промысловыми данными, а также макро- и микроскопическим изучением керна. Только неравномерностью распределения коллекторов может быть объяснен тот факт, что скважины, расположенные в одинаковых структурных условиях, имели резко различные начальные дебиты и пластовые давления.

5. Промысловые данные, а также макро- и микроскопическое изучение керна свидетельствуют о том, что в продуктивной части разреза месторождений имеются зоны резко повышенной трещиноватости. Характеристика трещин в этих зонах неясна, вследствие почти полного отсутствия керна.

В естественных обнажениях наблюдаются зоны резко повышенной густоты трещин II порядка. Они сформировались, как видно, одновременно с возникновением нормальной трещиноватости II порядка до оформления структуры.

6. Максимумы начальных дебитов приурочены к скважинам, вскрывшим разрез, в котором преобладают коллектора I смешанного типа (трещинный + нормальный). Можно предположить, что сочетание трещиноватости и структуры поровых пространств породы в данном случае наиболее благоприятно влияет на нефтеотдачу.

7. Скважины с максимальными начальными дебитами располагаются большей частью не в сводах структур, а на их крыльях и периклиналях, несмотря на указания ряда авторов (Е. Н. Пермяков, 1949, 1951 гг. и др.), что к своду антиклиналей интенсивность трещиноватости всегда повышается.

8. Максимумы начальных дебитов располагаются на линиях, диагональных к простиранию осей структур. Они образуют диагональные зоны, отделенные друг от друга участками резко пониженных начальных дебитов. Такое распределение, очевидно, зависит от распространения трещиноватых зон и отражает их диагональное простирание по структуре. Это согласуется со взглядами Е. Н. Пермякова (1949), который связывает образование тектонической трещиноватости с представлениями об эллипсоиде деформации. По-видимому, фактором, определяющим такое соотношение нефтеотдающих зон, является трещиноватость I порядка.

9. Распределение пластовых давлений крайне неравномерно. Соседние скважины сплошь и рядом имеют резко различные пластовые давления. В отдельных случаях наблюдаются локальные минимумы давления. Это свидетельствует о слабой взаимосвязи отдельных участков коллектора между собой. Указанное подтверждается также тем, что во многих случаях скважинам с низкими пластовыми давлениями отвечают высокие начальные дебиты и наоборот.

ЛИТЕРАТУРА

- Бел о у с о в В. В. Тектонические разрывы, их типы и механизм образования. Тр. Геоф. ин-та АН СССР № 17 (144). Изв. АН СССР, 1952.
- В и с с а р и о н о в а А. Я. и П а х о м о в а А. В. Геологическое строение Карлинского нефтеносного района. Фонд УфНИИ, 1942.
- И в а н о в а В. В. Коллектора и нефтеносность Карлинского месторождения нефти. Фонд УфНИИ, 1942.
- К о м а р о в С. Г. и П у с т и л ь н и к о в М. Р. Сопоставление каротажных материалов по артинскому ярусу нефтяного месторождения Карлы и возможность использования каротажного материала в районах работ Ишимбаевской группы. Фонд УфНИИ, 1942.
- Н о в и к о в а А. С. О трещиноватости осадочных пород восточной части Русской платформы. Изд. АН СССР, сер. геол., № 5, 1951.
- П е р м я к о в Е. Н. Тектоническая трещиноватость Русской платформы. Материалы познания геол. строения СССР, нов. сер., вып. 12 (16), изд. МОИП, 1949.
- П е р м я к о в Е. Н. Основы методики использования трещиноватости горных пород для изучения тектоники платформенных областей. Тр. МФ ВНИГРИ, вып. II, 1951.
- С е л е з н е в Н. В. Коллектора нефти месторождений Башкирии. Фонд УфНИИ, 1944.
- С м е х о в Е. М. и др. Вопросы методики изучения трещиноватости пород в связи с коллекторскими свойствами. Фонд ВНИГРИ, 1957.
- С т а р о б и н е ц Е. Я. и др. Новый нефтеносный район Кинзебулатово. Фонд УфНИИ, 1944.
- С ы р о в Х. П. Обобщение и анализ материалов каротажа скважин на площадях Кинзебулатовского и Салиховского месторождений по состоянию на 1 января 1946 г. Фонд УфНИИ, 1946.
- Т р о ф и м у к А. А. Нефтеносность палеозоя Башкирии. Гостоптехиздат, 1950.
- Ф о м к и н П. М. Значение трещиноватости и других плоскостей ослабления горного массива для правильного выбора ширины камер. Зап. Лен. Горного ин-та, т. XXX, вып. I, 1955.

*Трещиноватые породы и их коллекторские свойства**Л. П. Гмид***РЕЗУЛЬТАТЫ ЛИТОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО ИССЛЕДОВАНИЯ
ТРЕЩИНОВАТЫХ ПОРОД ПАЛЕОЗОЯ БАШКИРСКОГО
ПРИУРАЛЬЯ, ЮЖНО-МИНУСИНСКОЙ ВПАДИНЫ
И ИРКУТСКОГО АМФИТЕАТРА**

Опыт литолого-петрографического исследования трещиноватых пород палеозоя по разведочным и промысловым площадям Башкирского Приуралья, Южно-Минусинской впадины и Иркутского амфитеатра показал, что в них широкое распространение имеют микротрещины, роль которых оказывается весьма важной в миграции и, возможно, аккумуляции нефти и газа.

В задачу петрографического исследования входило изучение, главным образом, микротрещиноватости, развитой в породах палеозоя вышеупомянутых районов, с целью выявления их коллекторских свойств.

Петрографическое исследование трещиноватых пород проводилось в тесном контакте с геологами (В. Н. Калачевой и В. К. Громовым) и сотрудниками лаборатории физики пласта (Е. С. Роммом), которые занимались проблемой трещинных коллекторов под руководством проф. Е. М. Сметова.

Изучение микротрещин было проведено в основном на керновом материале, собранном из заведомо нефтеносного района — Башкирского Приуралья (нижнепермские, артинские отложения), возможно газоносного района — Южно-Минусинской впадины (девонские отложения) и района, в котором наблюдаются газо- и нефтепроявления — Иркутского амфитеатра (нижнекембрийские отложения). В Башкирском Приуралье был отобран керн из 8 скважин: Малышевского, Цветаевского и Буруновского месторождений; в Южно-Минусинской впадине по 9 скважинам: Быстринской, Алтайской, Тагарской, Аскизской и Биджинской разведочных площадей; в Иркутском амфитеатре по 12 скважинам: Боханской, Осинской, Балыхтинской и Воскресенской разведочных площадей.

В сборе каменного материала по Южно-Минусинской впадине принимал участие сам автор. По району Иркутского амфитеатра большой керновый материал был собран старшим геологом В. Н. Калачевой; по Башкирскому Приуралью — младшим геологом В. К. Громовым.

Сбор кернового материала осуществлялся в период 1955—1957 гг.

В полевых и камеральных работах большое участие принимала техник-геолог И. В. Звоницкая. Ею проводилась статистическая обработка

микротрещин в палеозойских отложениях исследуемых районов и ею же выполнены графические приложения.

Вся работа проводилась под непосредственным руководством проф. Е. М. Смехова.

1. К МЕТОДИКЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Петрографические исследования трещиноватых пород с целью выявления их коллекторских свойств, судя по литературным данным, ведутся пока в ограниченном масштабе. Некоторые краткие сведения по этому вопросу можно найти у А. Г. Алиева и Э. А. Дайдбековой (1957), П. П. Авдусина и М. А. Цветковой (1954), А. Г. Милешиной (1953), Г. И. Теодоровича (1942, 1949), В. И. Троепольского и Д. В. Постникова (1955), В. Б. Татарского (1948), С. И. Шишигина (1956), касающихся преимущественно характеристики структур поровых пространств карбонатных коллекторов.

За рубежом вопросы классификации пористых и трещинных коллекторов освещены в сравнительно полной сводке Вальдшмидта и др. (1956), непосредственно касающейся данных петрографии трещиноватых пород и их коллекторских свойств.

Вопросы методики петрографического исследования трещиноватых пород оказываются пока малоизученными.

При петрографическом исследовании трещиноватых пород нами применялись следующие методы.

1. Изучение пород в плоско-параллельных шлифах выше стандартного размера, в среднем, площадью 15—20 см² с предварительной распиловкой керна на резательном станке.

2. Изучение трещиноватых пород в пришлифовках.

3. Химический и термический анализ глинистых и карбонатных пород.

4. Подсчет трещинной пористости и проницаемости по методу, предложенному Е. С. Роммом и Л. П. Гмид, основанный на исследовании под микроскопом больших петрографических шлифов. При этом определялась отдельно: а) проницаемость и пористость трещин, заполненных битумом, шириною 0,005—0,20 мм и б) проницаемость и пористость открытых микротрещин с раскрытостью от 0,005 до 0,05 мм.

При подсчете проницаемости трещиноватых пород мы пользовались формулой

$$K_{\text{пр}} = \frac{0,85 \cdot b^3 l}{10S} \text{ мд},$$

где K — проницаемость (миллидарси);

b — раскрытость (ширина) микротрещин, мм*;

l — длина микротрещин, мм;

S — площадь шлифа, мм².

Трещинная пористость вычислялась по формуле

$$K_{\text{пор}} = \frac{bl}{S} 100\%.$$

5. Метод окрашивания карбонатных пород по Лембергу.

* Ширина или раскрытость микротрещин в шлифах замерялась в миллиметрах, а при подсчете K проницаемости бралась средняя ширина микротрещин в микро-нах.

В результате петрографического исследования было изучено 1600 образцов из трещиноватых пород в больших шлифах под микроскопом с замером соответствующих параметров для подсчета трещинной пористости и проницаемости; проведено 150 химических анализов карбонатных пород методом солянокислой вытяжки (А. И. Зиновьев, лаборатория ВНИГРИ), 50 окрашиваний и 30 термических анализов глинистых и карбонатных пород (Н. С. Семочкина, лаборатория ВНИГРИ).

На примере исследования трещиноватых пород палеозоя Башкирского Приуралья, Южно-Минусинской впадины и Иркутского амфитеатра нами была предпринята попытка выработать, примерную схему классификации микротрещин, в основу которой положены морфологические и некоторые генетические признаки.

Микротрещины, как это будет видно ниже, подразделяются по величине раскрытости (ширине), густоте, форме, степени и характеру выполнения, по отношению к структуре и микротекстуре породы, характеру разветвления, характеру и последовательности пересечения («возрасту») и происхождению.

Менее детализированная схема классификации макро- и микротрещин для карбонатных пород дается в работе У. А. Вальдшмидта и др. (1956) по данным изучения керна трещиноватых пород из скважин Оклахомы, Техаса, Канзаса и ряда других штатов США, но в схеме отсутствует деление трещин по ширине (раскрытости), форме, густоте, характеру выполняющего вещества, возрасту и происхождению.

При изучении девонских отложений Южно-Минусинской впадины мы пользовались схемой стратиграфии, предложенной Н. А. Беляковым и В. С. Мелещенко.

Согласно данной схеме живетский ярус среднего девона включает в себя абаканскую, аскизскую, илеморовскую и бейскую свиты; верхний девон — ойдановскую, кохайскую и тубинскую свиты.

Абаканская свита складывается красноцветными алевролитами, песчаниками, аргиллитами и конгломератами.

Аскизская свита представлена доломитово-известняковыми, алевроитистыми или алевроитовыми мергелями и тонким переслаиванием мергелей и алевролитов. Окраска мергелей темно-серая и почти черная; алевролиты серые и светло-серые. Подчиненное значение имеют аргиллиты и доломитовые известняки.

Илеморовская свита складывается зеленовато-серыми, темно-серыми и почти черными алевролитами, аргиллитами и переходными между ними разностями. В значительно меньшем количестве присутствуют светло-серые и серые мелкозернистые песчаники и в виде маломощных прослоев доломиты, известняки и мергели. Последние наблюдаются в нижней части свиты.

Темная окраска пород обусловлена присутствием битуминозного вещества и обуглившихся растительных остатков.

Бейская свита представлена исключительно известняками, серыми и темно-серыми. Среди известняков наиболее распространенными являются органогенные разности — водорослевые, брахиоподово-мшанковые и остракодовые известняки. Другие разности пород — алевролиты, аргиллиты, мергели и песчаники — играют крайне подчиненную роль.

Ойдановская свита представлена монотонной толщей переслаивающихся между собой алевролитов, песчаников и аргиллитов.

Таблица 1

Примерная схема классификации микротрещин на примере изучения палеозойских пород Сибири и Башкирского Приуралья по морфологическим и некоторым генетическим признакам

| Параметры | Характеристика |
|--|--|
| Трещинная плотность или густота микротрещин | Незначительная Умеренная Обильная Сверх обильная |
| Характер разветвления | Неразветвленные Разветвляющиеся (перистые или дендритообразные) Пересекающиеся |
| Ширина (раскрытость) | Очень узкие 0,005—0,01 мм Узкие 0,01 —0,05 » Широкие 0,05 —0,20 » |
| Форма | Прямолинейные Слабо извилистые Сильно извилистые Уступчатые Зазубренные (типа сутурных «швов») |
| Степень выполнения | Открытые Частично выполненные Выполненные (закрытые) |
| Характер выполняющего вещества | Минеральные, с битумом Смешанного типа: а) на стенках примазки битума, внутри минерального вещества б) четковидное распределение битума и минерального вещества в) беспорядочное расположение битума и минерального вещества |
| Расположение по отношению к структуре породы | Междузернистые Рассекающие (зерна кластического материала, карбоната или органические остатки) |
| Расположение по отношению к микротекстуре породы | Горизонтальные—параллельно слоистости Вертикальные—перпендикулярно слоистости Наклонные—под углом к слоистости |

Продолжение табл. 1

| Параметры | Характеристика |
|--|--|
| «Возраст» (характер и последовательность пересечения одних трещин другими) | 1) Трещины I генерации, заполненные битумом 2) Трещины II генерации, выполненные минеральным веществом и пересекающие трещины I генерации 3) Трещины III генерации, заполненные битумом и рассекающие трещины II генерации 4) Трещины IV генерации — открытые микро-трещины, секущие все предыдущие трещины или проходящие внутри последних |
| Происхождение | 1) Диагенетическо-тектонические (трещины, заполненные битумом, I, более ранней генерации) 2) Тектонические (трещины, заполненные битумом более поздней генерации; трещины, выполненные минеральным веществом; открытые микротрещины) |

Кохайская свита сложена алевролитами, песчаниками, аргиллитами с прослоями глинистых и алевролитистых известняков и мергелей.

Окраска пород зеленовато-серая и красновато-фиолетовая.

Тубинскую свиту слагают главным образом алевролиты и аргиллиты. В меньшей степени присутствуют песчаники и мергели. Преобладает красновато-коричневая, фиолетовая и красная окраска пород, среди которых появляются пестроокрашенные разности серых, зеленоватых, серовато-зеленых и иногда голубоватых тонов.

В основу исследования нижнекембрийских отложений Присаянья была положена схема стратиграфии, разработанная геологами треста «Востсибнефтегеология».

Согласно этой схеме нижнекембрийские отложения снизу вверх подразделяются на следующие свиты: ушаковскую, мотскую, усольскую в основании с осинским горизонтом, бельскую, булайскую и ангарскую.

Ушаковская свита представлена терригенными осадками: коричневыми, серыми, зеленовато-серыми песчаниками, алевролитами, темно-коричневыми, темно-серыми и черными аргиллитами, тонкоплитчатыми, иногда песчанистыми.

Выше залегают терригенно-карбонатные отложения мотской свиты, подразделяющиеся на три подсвиты.

Нижнемотская подсвита представлена песчаниками светло-серыми, местами с розоватым оттенком, красно-бурыми, разно-зернистыми, с прослоями плитчатых аргиллитов и алевролитов.

Среднемотская подсвита сложена песчаниками, доломитами, ангидритом-доломитами, аргиллитами, переслаивающимися между собой, серого, красно-бурого, темно-серого, темно-коричневого цветов.

Верхнемотская подсвита представлена доломитами от светло-серых до темно-серых, ангидритом-доломитовыми породами светло- и темно-серыми, с включениями голубовато-белого ангидрита и прослоями аргиллитов.

Выше мотской свиты залегают осадки усольской свиты, представленные мощными пластами каменной соли (от белого до красного и серого

цветов), с прослоями темно-серых и серых доломитов, доломито-ангидритов, иногда засоленных, и более редкими прослоями аргиллитов и известняков.

Вышележащая бельская свита сложена известняками, доломитами, переслаивающимися с пластами каменной соли. Часты включения гипса и ангидрита.

Бельская свита переходит в булайскую свиту, представленную темно-серыми и коричневато-серыми доломитами, часто с включениями пирита и редкими прослоями голубовато-серых ангидритов.

Отложения нижнего кембрия заканчиваются породами ангарской свиты — светло- и темно-серые доломиты, иногда с коричневатым оттенком, участками окремненные, с редкими прослоями ангидритов и известняков.

Артинские отложения Малышевского, Цветаевского и Буруновского месторождений Башкирского Приуралья представлены органогенными известняками, доломитовыми, доломитистыми или слабо доломитистыми. Подчиненное значение имеют мергели, известковистые доломиты и глинистые доломиты.

II. НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ОПЫТА ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО ИССЛЕДОВАНИЯ

Сравнительный анализ данных петрографического исследования палеозойских пород Башкирского Приуралья, Южно-Минусинской впадины и Иркутского амфитеатра позволил, прежде всего, установить определенные соотношения отдельных типов микротрещин для каждого из рассматриваемых районов (табл. 2).

Таблица 2

Процентное соотношение типов микротрещин по исследуемым районам

| Район | Количество образцов керна | Микротрещины, % | | | |
|---|---------------------------|-----------------|----------|-------------|-----------------|
| | | с битумом | открытые | минеральные | смешанного типа |
| Башкирское Приуралье (нефте-носный район) | 100 | 60 | 15 | 20 | 5 |
| Южно-Минусинская впадина (возможно газоносный район) | 500 | 15 | 50 | 30 | 5 |
| Иркутский амфитеатр (район с газо- и нефтепроявлениями) | 1000 | 40 | 30 | 23 | 7 |

При рассмотрении этих данных видно, что в Башкирском Приуралье, в заведомо нефтеносном районе, в нижнепермских (артинских) отложениях наибольшим распространением пользуются трещины, заполненные нефтяным битумом. Меньшее распространение имеют минеральные и открытые трещины, и крайне ничтожный процент составляют трещины смешанного типа.

В девонских отложениях Южно-Минусинской впадины, которая может рассматриваться как вероятно газоносный район, преобладающими являются открытые микротрещины и, наоборот, в незначительном количестве здесь распространены закрытые трещины, заполненные битумом,

в заметном количестве (30%) присутствуют трещины, выполненные минеральным веществом.

В нижнекембрийских отложениях Иркутского амфитеатра (Присаянье), в которых отмечены газо- и нефтепроявления, преобладают (40%) трещины, заполненные битумом. Соотношение открытых микротрещин и трещин, выполненных минеральным веществом, примерно одинаковое.

Указанные соотношения в распределении рассмотренных типов микротрещин могут быть полезны при вычислении проницаемости трещиноватых пород методом изучения их в больших шлифах под микроскопом.

Так, например, при подсчете проницаемости указанным методом в нефтеносных районах учитывать, видимо, следует главным образом микротрещины, заполненные битумом (нефтью), в газоносных — открытые микротрещины, и в газо-нефтеносных — микротрещины, заполненные битумом и открытые. Указанные критерии, являясь эмпирическими по своему содержанию, не могут, разумеется, рассматриваться как нечто вполне установившееся. При соответствующих геологических условиях, главным образом в зависимости от литологического состава пород и условий дренажной системы, возможны и отклонения от наблюдаемой закономерности.

Микроскопическое изучение керна трещиноватых карбонатных и глинисто-карбонатных пород артинского яруса Башкирского Приуралья показало, что распространение трещиноватости (имеются в виду микротрещины шириной 0,01—0,08 мм, заполненные нефтяным битумом, и открытые микротрещины с раскрытостью 0,01—0,05 мм) в вышеотмеченных типах пород неравномерное.

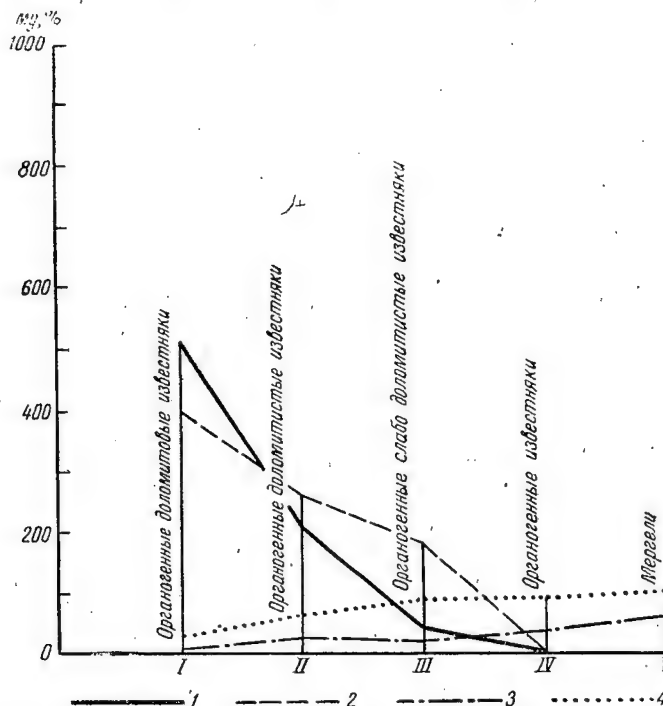
Наибольшая трещиноватость приурочена к органогенным доломитовым известнякам, второе место занимают органогенные доломитистые известняки, третье — органогенные слабо доломитистые известняки, четвертое — органогенные известняки и пятое — мергели (табл. 3).

Таблица 3

Средние значения трещинной пористости и проницаемости пород артинского яруса Малышевского, Цветаевского и Буруновского месторождений Башкирского Приуралья

| Типы пород | Количество образцов керна | K средней проницаемости, мд | | K средней пористости, % | |
|---|---------------------------|-----------------------------|----------------------|-----------------------------|----------------------|
| | | трещин, заполненных битумом | открытых микротрещин | трещин, заполненных битумом | открытых микротрещин |
| I. Органогенные доломитовые известняки | 10 | 523 | 11,1 | 0,400 | 0,029 |
| II. Органогенные доломитистые известняки | 11 | 212 | 26 | 0,260 | 0,060 |
| III. Органогенные слабо доломитистые известняки | 12 | 35 | 18 | 0,180 | 0,092 |
| IV. Органогенные известняки | 15 | 0,14 | 42,6 | 0,002 | 0,086 |
| V. Мергели | 4 | 0 | 63,4 | 0 | 0,098 |

Различная степень трещиноватости вышеописанных типов пород тесно связана с их петрографическим составом и структурными особенностями. Неоднородный состав цементирующего вещества, его «пятнистый» и разномасштабный характер и неодинаковый минералогический состав (кальцито-доломитовый или доломито-кальцитовый) обусловили различный характер микротрещиноватости, развитой в данных породах. Наибольшее количество закрытых микротрещин, выполненных битумом,



Фиг. 1. Диаграмма средних значений трещинной пористости и проницаемости для отдельных типов карбонатных пород нижнепермских (артинских) отложений Башкирского Приуралья (Малышевское, Цветаевское и Буруновское месторождения):

1 — средняя проницаемость трещин, заполненных битумом; 2 — средняя пористость трещин, заполненных битумом (увеличено в 1000 раз), 3 — средняя проницаемость открытых микротрещин; 4 — средняя пористость открытых микротрещин (увеличено в 1000 раз).

свойственно органогенным доломитовым известнякам и наименьшее — известнякам и мергелям.

При рассмотрении данных (табл. 3) по Малышевскому, Цветаевскому и Буруновскому месторождениям было установлено, что по мере уменьшения степени доломитизации в исследуемых породах заметно уменьшается общее количество закрытых микротрещин с битумом, среднее значение пористости для трещин, заполненных битумом, при этом убывает от 0,400 до 0,002 %, а значение проницаемости уменьшается от 523 до 0,14 мд (табл. 3, фиг. 1).

Указанная характеристика трещиноватости и различные показатели физических свойств карбонатных пород артинского яруса Башкирского Приуралья можно объяснить разной интенсивностью процессов диагенетической доломитизации, которая имела место при отложении артинских

осадков рассматриваемого района. Возможно допустить, что в органогенных известняках артинского яруса Башкирского Приуралья доломит, входящий в состав цемента или камер фораминифер, является диагенетическим по своему происхождению. Диагенетическая доломитизация способствовала изменению объемных соотношений карбонатных частиц и заложению в породе ослабленных участков, которые при незначительных тектонических деформациях легко преобразовывались в микротрещины.

Открытые микротрещины в артинских отложениях Башкирского Приуралья имеют подчиненное значение.

Как видно из табл. 3, приведенной выше, средние значения пористости и проницаемости открытых трещин уменьшаются от известняков и мергелей по направлению к доломитовым органогенным известнякам, в обратном направлении сравнительно с микротрещинами, заполненными битумом.

Это обстоятельство позволяет за эффективную микротрещиноватость в артинских отложениях Башкирского Приуралья, как заведомо нефтеносном районе, считать микротрещины, заполненные битумом.

Характер пересечения одних трещин другими, их взаимоотношение и характер выполнения показывает, что микротрещины в артинских отложениях исследуемого района образовались не в одно время и имеют разный «возраст». Исходя из возраста для артинских отложений Башкирского Приуралья, можно выделить три генерации трещин.

К I генерации относятся трещины, заполненные битумом.

Ко II генерации принадлежат трещины, выполненные минеральным веществом и пересекающие трещины I генерации.

К III генерации относятся открытые микротрещины, секущие трещины предыдущих генераций или проходящие внутри последних.

Трещины I генерации обычно имеют сильно извилистую, иногда зазубренную форму, напоминающую сутурные «швы». Проходят они в породе в виде единичных трещин, огибая органические остатки; или следуют по границе разномерных участков, слагающих цемент; реже трещины, заполненные битумом, имеют разветвленную, дендритообразную форму и проходят между зернами карбоната.

В девонских отложениях Южно-Минусинской впадины, как это было указано выше (см. табл. 2), преобладающими (50 %) являются открытые микротрещины.

Открытые микротрещины, хотя и неравномерно, но распространены по всему разрезу девона, начиная от пород абаканской свиты среднего девона и кончая породами тубинской свиты верхнего девона. Наибольшее количество открытых микротрещин сосредоточено в терригенных и карбонатных породах илеморовской и бейской свит. Это позволяет данные свиты рассматривать как зоны наиболее интенсивной трещиноватости.

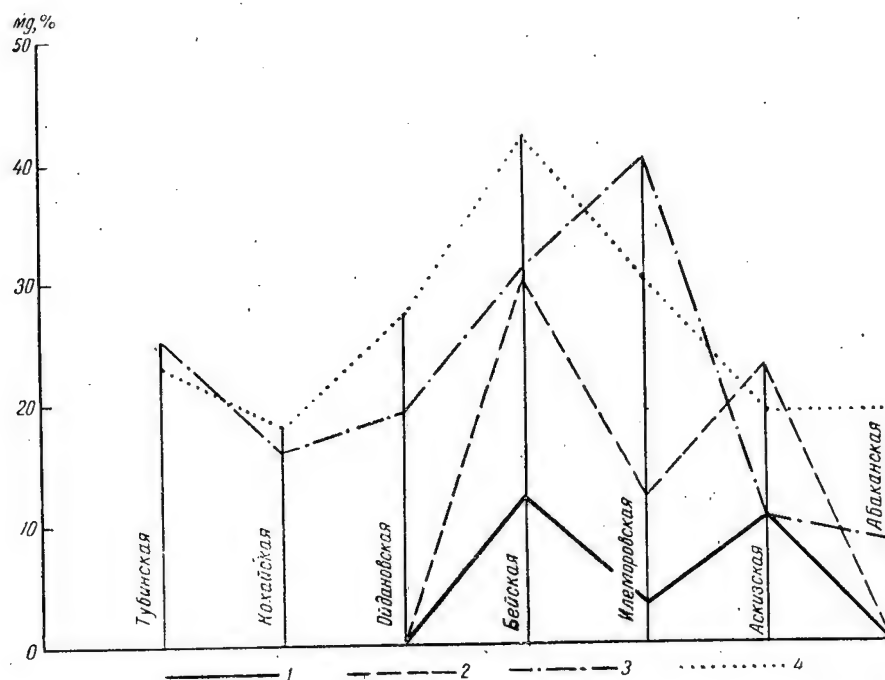
Среднее значение открытой трещинной пористости для пород илеморовской свиты определяется величиной 0,030 %, для бейской свиты 0,042 %, что является максимальными значениями сравнительно с другими свитами этого района (табл. 4).

Для пород илеморовской и бейской свит, как видно из вышеприведенной таблицы, характерны также наибольшие значения открытой трещинной проницаемости. Так, среднее значение открытой трещинной проницаемости для пород илеморовской свиты — 40 мд, для пород бейской — 31 мд. Вверх и вниз по разрезу от данных свит открытая трещинная пористость и проницаемость уменьшаются (фиг. 2).

Таблица 4

Среднее значение трещинной пористости и проницаемости для отдельных свит девонских пород Южно-Минусинской впадины

| отдел | Возраст свиты | Количество образцов керна | K средней проницаемости, мд | | K средней пористости, % | |
|---------------|------------------|------------------------------|-----------------------------|----------------------|-----------------------------|----------------------|
| | | | трещин, заполненных битумом | открытых микротрещин | трещин, заполненных битумом | открытых микротрещин |
| Верхний девон | Тубинская | 17 | 0 | 25 | 0 | 0,023 |
| | Кохайская | 31 | 0 | 16 | 0 | 0,018 |
| | Ойдановская | 30 | 0 | 19 | 0 | 0,027 |
| Средний девон | Бейская | 19 | 12 | 31 | 0,030 | 0,042 |
| | Илеморовская | 106 | 3,4 | 40 | 0,012 | 0,030 |
| | Аскизская | 31 | 10,6 | 10 | 0,023 | 0,019 |
| | Абаканская | 52 | 0 | 8 | 0 | 0,019 |



Фиг. 2. Диаграмма средних значений трещинной пористости и проницаемости для отдельных свит девонских пород Южно-Минусинской впадины:

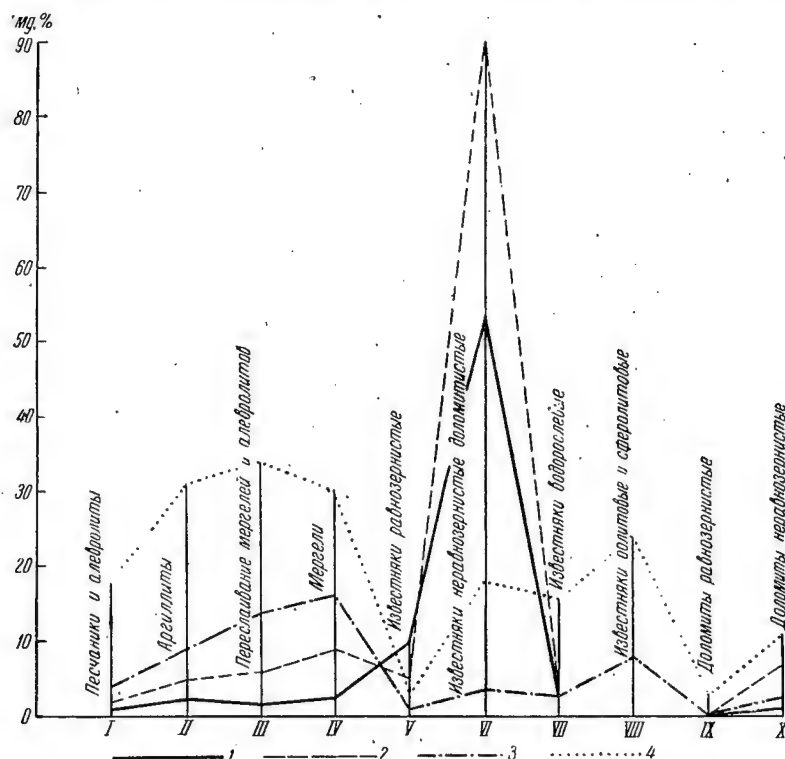
1 — средняя проницаемость трещин, заполненных битумом; 2 — средняя пористость трещин, заполненных битумом (увеличено в 1000 раз); 3 — средняя проницаемость открытых микротрещин; 4 — средняя пористость открытых микротрещин (увеличено в 1000 раз).

Закрытые трещины, выполненные битумом, распространены не по всему разрезу, а характерны лишь только для отложений аскизской, илеморовской и бейской свит. Для них средние значения пористости

колеблются от 0,012 до 0,030%, а проницаемости — порядка 3,4—12 мд (см. табл. 4).

Ширина трещин, выполненных битумом, 0,005—0,08 мм. Форма трещин извилистая. Располагаются они в порядке в виде единичных трещин и, реже, имеют разветвленную форму.

Среди девонских отложений аскизской, илеморовской и бейской свит выделяются две генерации трещин с битумом. Трещины с битумом



Фиг. 3. Диаграмма средних значений трещинной пористости и проницаемости для различных типов пород девонских отложений Южно-Минусинской впадины.

1 — средняя проницаемость трещин, заполненных битумом; 2 — средняя пористость трещин, заполненных битумом (увеличено в 1000 раз); 3 — средняя проницаемость открытых микротрещин; 4 — средняя пористость открытых микротрещин (увеличено в 1000 раз).

I генерации характерны для отложений девона всех 3 вышеотмеченных свит, а трещины с битумом II генерации встречаются лишь только в породах илеморовской свиты.

Если обратиться к анализу микротрещиноватости девонских отложений Южно-Минусинской впадины по отдельным типам пород (табл. 5, фиг. 3), то можно отметить, что наиболее трещиноватыми являются неравнозернистые доломитистые известняки, затем следуют мергели, переслаивание мергелей и алевролитов, следующее место занимают аргиллиты, мелкозернистые известняки и песчано-алевритовые породы.

Как показывают данные химического и петрографического исследований, аргиллиты и алевролиты девонских отложений Южной Минусы являются довольно кремнистыми. В них содержится до 65% тонкорас-

Таблица 5

Средние значения трещинной пористости и проницаемости для отдельных типов пород девона Южно-Минусинской впадины

| Типы пород | Количество образцов керна | К средней проницаемости, мд | | К средней пористости, % | |
|---|---------------------------|-----------------------------|----------------------|-----------------------------|----------------------|
| | | трещин, заполненных битумом | открытых микротрещин | трещин, заполненных битумом | открытых микротрещин |
| I. Песчаники и алевролиты | 84 | 1,1 | 4,1 | 0,002 | 0,018 |
| II. Аргиллиты | 106 | 2,3 | 9 | 0,005 | 0,031 |
| III. Переслаивание мергелей и алевролитов | 19 | 1,3 | 13,5 | 0,006 | 0,034 |
| IV. Мергели | 29 | 2,5 | 16,1 | 0,009 | 0,030 |
| V. Известняки равнозернистые | 10 | 10,1 | 1 | 0,005 | 0,003 |
| VI. Известняки неравнозернистые, доломитистые | 14 | 54 | 3,3 | 0,089 | 0,018 |
| VII. Известняки водорослевые | 2 | 0 | 2,3 | 0 | 0,016 |
| VIII. Известняки оолитовые и сферолитовые | 5 | 0 | 8,1 | 0 | 0,024 |
| IX. Доломиты равнозернистые | 3 | 0 | 0,12 | 0 | 0,003 |
| X. Доломиты неравнозернистые | 2 | 1,3 | 2,7 | 0,007 | 0,011 |

сеянного первичного кремнезема, который оказывается тесно связан с частицами глинистого вещества.

Глинистое вещество аргиллитов имеет гидрослюдистый состав. Особенностью гидрослюдов и аргиллитов девонских отложений Южной Минусы является их сильная магниальность. По данным химического анализа в исследуемых аргиллитах содержится до 14% MgO.

Наибольшую трещиноватость пород илеморовской и бейской свит по разрезу можно объяснить тем, что данные свиты состоят из кремнистых терригенных и неравнозернистых карбонатных пород, которые оказываются наиболее твердыми, хрупкими и наиболее легко подвергаются растрескиванию при тектонических деформациях.

Для девонских отложений Южной Минусы выделяются две генерации битуминозных трещин: одна генерация трещин с минеральным веществом и генерация открытых микротрещин.

Петрографический анализ нижнекембрийских отложений Иркутского амфитеатра показывает, что и здесь большая часть пород рассеяна микротрещинами, которые распределяются по разрезу неравномерно.

Наибольшая микротрещиноватость (табл. 6, фиг. 4) характерна для пород осинского горизонта, залегающего в основании усольской свиты (К средней пористости 0,066%), а также для пород бельской (0,093%) и ангарской (нижняя часть) свит (0,062%).

Для пород вышеотмеченных свит наблюдаются и наибольшие значения проницаемости трещин, заполненных битумом (от 30 до 145 мд).

Максимальные значения открытой трещинной проницаемости свойственны породам ушаковской, усольской и ангарской (верхняя часть) свит (от 8,5 до 11,5 мд).

Петрографический анализ микротрещиноватости нижнекембрийских отложений Иркутского амфитеатра по отдельным типам пород (табл. 7, фиг. 5) показывает, что наиболее трещиноватыми являются неравно-

Таблица 6

Средние значения трещинной пористости и проницаемости для пород отдельных свит нижнего кембрия Иркутского амфитеатра

| Район, № скважины, свита, подсвита | Количество образцов керна | К средней проницаемости, мд | | К средней пористости, % | |
|--|---------------------------|-----------------------------|----------------------|-----------------------------|----------------------|
| | | трещин, заполненных битумом | открытых микротрещин | трещин, заполненных битумом | открытых микротрещин |
| Воскресенская скв. 2, 12, 14-К; верхнеангарская | 67 | 6,1 | 8,5 | 0,015 | 0,017 |
| Бохан, скв. 31-К; нижнеангарская | 81 | 119 | 3,1 | 0,062 | 0,013 |
| Бохан, скв. 2, 4-Р, 31-К; булайская | 89 | 30 | 5,5 | 0,042 | 0,029 |
| Бохан, скв. 1, 2, 3, 4, 5-Р, Балыхта, скв. 1-Р; бельская | 80 | 145 | 2 | 0,093 | 0,008 |
| Бохан, скв. 1, 4, 5-Р; усольская | 51 | 26,1 | 9,7 | 0,009 | 0,014 |
| Бохан, скв. 1-Р; Оса, скв. 1-Р; осинский горизонт | 58 | 30 | 2,5 | 0,066 | 0,012 |
| Бохан, скв. 1, 2, 3, 4, 5-Р; мотская | 146 | 9,9 | 6,7 | 0,019 | 0,018 |
| Бохан, скв. 1, 3-Р; ушаковская | 59 | 0,16 | 11,5 | 0,001 | 0,048 |

зернистые доломиты (X), доломиты неравнозернистые с пятнистой или пятнисто-инкрустационной структурами (X1, XII).

В этих типах пород широкое распространение имеют микротрещины, выполненные битумом, сильно извилистой, часто зубчатой формы типа «сутурных швов», проходящие между зёрнами карбоната вмещающей породы и реже рассекающие последние. Для них характерны наибольшие значения трещинной пористости (от 0,052 до 0,110 %) и проницаемости (от 31,1 до 106 мд). Второе место по распространению трещин, заполненных битумом, занимают песчано-алевритовые породы, третье — неравнозернистые известняки и на последнем месте стоят ангидрито-доломитовые породы.

Открытая микротрещиноватость в породах нижнего кембрия Иркутского амфитеатра распределяется также неравномерно. Наибольшее

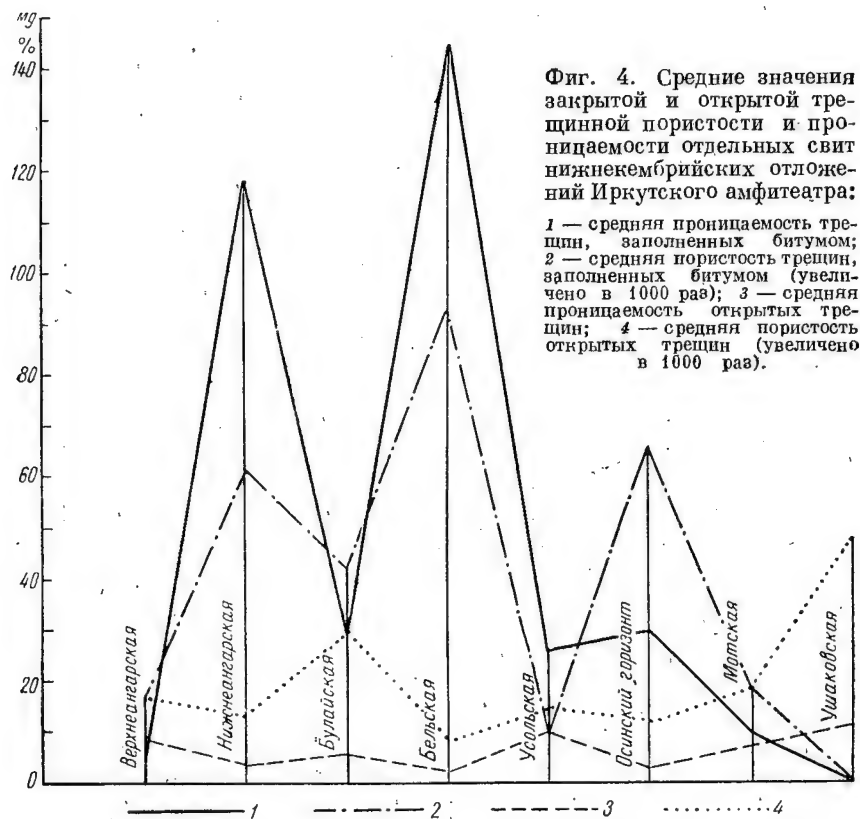


Таблица 7

Средние значения трещинной пористости и проницаемости для отдельных типов пород нижнего кембрия Иркутского амфитеатра

| Типы пород | Количество образцов | К средней проницаемости, мд | | К средней пористости, % | |
|---|---------------------|-----------------------------|----------------------|-----------------------------|----------------------|
| | | трещин, заполненных битумом | открытых микротрещин | трещин, заполненных битумом | открытых микротрещин |
| I. Песчаники и алевролиты . | 46 | 19,4 | 4,8 | 0,026 | 0,020 |
| II. Глины | 25 | 0 | 22,5 | 0 | 0,067 |
| III. Мергели | 5 | 0 | 55,0 | 0 | 0,152 |
| IV. Известняки равнозернистые | 18 | 0,74 | 3,0 | 0,004 | 0,020 |
| V. Известняки неравнозернистые | 23 | 5,7 | 17,9 | 0,039 | 0,034 |
| VI. Известняки неравнозернистые с пятнистой структурой . . | 6 | 9,2 | 10,8 | 0,028 | 0,023 |
| VII. Известняки комковатые . | 10 | 0 | 1,5 | 0 | 0,010 |
| VIII. Известняки оолитовые и сферолитовые | 5 | 1,7 | 0 | 0,005 | 0 |
| IX. Доломиты равнозернистые | 154 | 0,82 | 3,6 | 0,003 | 0,012 |
| X. Доломиты неравнозернистые | 228 | 83,8 | 7,1 | 0,052 | 0,021 |
| XI. Доломиты неравнозернистые с пятнистой структурой . . | 63 | 106 | 8,9 | 0,099 | 0,017 |
| XII. Доломиты неравнозернистые с пятнистой инкрустационной структурой | 17 | 31,1 | 6,0 | 0,110 | 0,019 |
| XIII. Доломиты афонитовые . | 1 | 0 | 1,54 | 0 | 0,037 |
| XIV. Доломиты комковатые . | 6 | 0,07 | 0 | 0,002 | 0 |
| XV. Ангидрит - доломитовые породы | 108 | 1,8 | 0,61 | 0,003 | 0,003 |
| XVI. Доломиты с солью . . . | 4 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| XVII. Соли | 4 | 0,28 | 0,21 | 0,001 | 0,005 |

количество открытых микротрещин наблюдается в мергелях, затем глинах, меньшее — в неравнозернистых известняках и доломитах; следующее место по распространенности открытых микротрещин занимают песчано-алевритовые породы и самое последнее место принадлежит ангидриту-доломитовым породам.

Наибольшую трещиноватость неравнозернистых карбонатных пород, в частности неравнозернистых доломитов, с пятнистой или пятнисто-инкрустационной структурами можно объяснить наличием в них широко развитых процессов перераспределения, перекристаллизации и уплотнения исходного доломитового вещества в стадию диагенеза, учитывая при этом, что главная масса доломита в исследуемых отложениях имеет седиментационное происхождение.

Перераспределение доломитового вещества, его перекристаллизация и уплотнение в стадию диагенеза приводило к созданию в породе ослабленных зон, по которым легче происходило растрескивание породы.

Имеющийся материал подтверждает предположение Н. М. Страхова (1951), что своеобразный химизм вод кембрийского бассейна (в частности его высокий щелочной резерв) определил возможность накопления в илах значительных количеств первично осажденного из воды доломита, а перераспределение его в осадке, в ходе диагенеза, создало взаимоотношение и форму нахождения основных компонентов — доломита и кальцита.

При этом основные структурно-текстурные особенности пород определялись первичными свойствами осадка, процессы же перекристаллизации иногда усиливали, иногда нивелировали наметившиеся особенности пород, не лишая в значительном числе случаев породу первичных генетических признаков.

Наблюдение над перекристаллизацией в стадию диагенеза показывает, что перекристаллизация вещества разного химического состава протекает с весьма различной интенсивностью, вследствие чего одни составные части осадков приобретают кристаллическую структуру раньше, чем другие.

На основании данных В. Линдгрена, У. Грубенмана и П. Нитгли, можно установить, что в первую очередь перекристаллизации подвергаются минералы с большим удельным весом и малым молекулярным объемом.

Так, если мы имеем карбонатный ил, а в нем имеется доломит и кальцит, то более тяжелое вещество — доломит с удельным весом 2,82 будет перекристаллизовываться быстрее, чем кальцит с удельным весом 2,71. Доломитовые осадки бывают всегда перекристаллизованы полнее, чем известковые.

Образование зазубренных трещин, напоминающих сутурные «швы», заполненные битумом или минеральным веществом, широко развитые в ангарской, усольской свитах нижнекембрийских отложений Иркутского амфитеатра и располагающиеся параллельно, перпендикулярно или под углом к слоистости, можно также объяснить процессами перераспределения, перекристаллизации и уплотнения исходного карбонатного ила в стадию диагенеза. В стадию диагенеза зарождались сутурные «швы», а в стадию тектогенеза они преобразовывались в трещины зазубренной формы, по которым позднее происходило проникновение битума или минерального вещества.

Петрографический анализ трещиноватых пород нижнекембрийских отложений Иркутского амфитеатра показывает, что микротрещины, распространенные в различных типах пород исследуемого разреза, оказываются неоднородными. Одни образовались раньше, другие позднее и можно выделить среди них четыре генерации трещин, как и для девонских отложений Южно-Минусинской впадины.

К трещинам I генерации относятся трещины, заполненные битумом.

К трещинам II генерации принадлежат трещины, выполненные минеральным веществом и пересекающие трещины I генерации.

К III генерации относятся трещины с битумом, но более поздние, чем первые и пересекающие трещины II генерации, и к трещинам IV генерации относятся открытые микротрещины, секущие все предыдущие трещины или проходящие внутри последних.

Трещины с битумом I генерации распространены во всех свитах нижнекембрийских отложений Иркутского амфитеатра, за исключением ухаковской. Трещины с битумом более поздней генерации имеют ограниченное распространение и характерны для верхнемотской подсвиты, осинского горизонта и низов бельской свиты.

Трещины с битумом первой генерации всегда уже и имеют более извилистую форму. Трещины с битумом второй генерации шире, менее извилисты и часто располагаются в исследуемых породах осинского горизонта и верхнемотской подсвите по микросмещениям минеральных трещин.

В нижнекембрийских отложениях палеозойского разреза Иркутского амфитеатра наблюдается следующий характер расположения битума в породах:

а) битум сосредоточен только в микротрещинах, окружающая среда чистая;

б) битум сконцентрирован между зернами карбоната (межзерновой битум) вмещающей породы;

в) битум располагается по трещинам и в межзерновой среде, окружающей трещину; причем наблюдается резкое угасание «битуминизации» межзерновой среды от трещин, заполненных битумом, к периферии шлифа.

Факт наличия в исследуемых породах девона Южно-Минусинской впадины и нижнего кембрия Иркутского амфитеатра микротрещин с битумом разных генераций указывает на то, что миграция битума в палеозойские породы вышеотмеченных районов по микротрещинам происходила в несколько этапов. Следовательно, в миграции жидких и газообразных углеводородов значительную роль играют не только крупные зияющие трещины, но и микротрещины.

Как показывают данные петрографического исследования, характер и расположение микротрещин в палеозойских отложениях исследуемых районов тесно связан с вещественным составом и структурными особенностями пород.

Исходя из данных минералогического состава, структурных особенностей и характера расположения микротрещин, для палеозойских отложений исследуемых районов можно выделить 8 петрографических типов трещиноватых пород.

I. Песчанники и алевролиты. Преобладают открытые микротрещины. Очень редки трещины, заполненные битумом первой генерации.

Открытые микротрещины:

а) проходят внутри закрытых трещин, выполненных минеральным веществом, по линиям соединения зерен кальцита или гипса;

б) пересекают закрытые трещины с минеральным веществом;

в) проходят в виде единичных трещин во вмещающей породе, огибая или рассекая зерна кластического материала.

Трещины, заполненные битумом, проходят в виде единичных трещин параллельно друг другу или образуют слабо разветвленную сеть во вмещающей породе (фиг. 6—9).

II. Глины и аргиллиты — преобладающими являются открытые микротрещины, которые в слоистых разностях располагаются параллельно, перпендикулярно или под углом к слоистости; в неслоистых разностях имеют ветвящуюся форму дендритообразного характера (фиг. 10—14).

III. Мергели — распространены закрытые и открытые микротрещины, которые имеют слабо или сильно извилистую форму; располагаются параллельно, перпендикулярно или под углом к слоистости. То же мы имеем в переслаивании мергелей и алевролитов (фиг. 15—19).

IV. Органогенные доломитовые известняки распространены преимущественно закрытые трещины, выполненные битумом, первой генерации. Открытые микротрещины редки. Трещины, заполненные битумом, имеют сильно извилистую, часто зазубренную форму. Широко распространены сутурные «швы», по которым наблюдается проникновение нефтяного битума. Проходят трещины в породе по границе

разнозернистых участков между зернами карбоната или огибают органические остатки (фиг. 20—21).

V. Доломиты неравнозернистые, неравнозернистые с пятнистой или пятнисто-инкрустационной микротекстурами — с многочисленными закрытыми трещинами, заполненными битумом первой и второй генерации, с незначительным распространением открытых микротрещин. Закрытые трещины, выполненные битумом, имеют извилистую или зазубренную форму, напоминающую сутурные линии. Трещины с битумом:

а) проходят в виде единичных трещин, огибая пятна или инкрустационные образования;

б) идут параллельно друг другу, образуя переплетения и разветвления на своем протяжении;

в) имеют петлеобразную форму, проходя между зернами карбоната вмещающей породы или рассекая последние;

г) имеют разветвленную форму перистого или дендритообразного характера (фиг. 22—36).

VI. Доломиты и известняки равнозернистые — с редкими закрытыми и открытыми микротрещинами. Закрытые трещины, выполненные битумом первой генерации, имеют извилистую форму, чаще единичны, реже имеют разветвленный характер. Открытые микротрещины слабо извилистой или прямолинейной формы и проходят в виде единичных трещин в породе.

VII. Ангидрито-доломитовые породы — закрытые и открытые микротрещины, встречаются редко. Закрытые трещины, выполненные битумом, проходят только в доломитовой части породы, между зернами доломита; единичны, слабо извилистой формы, первой генерации. Открытые микротрещины также единичны, более прямолинейной формы, проходя в породе, рассекают зерна карбоната (фиг. 37—39).

VIII. Соли — чистые, чаще с примесью глинистого вещества, доломита или ангидрита, с закрытыми и открытыми микротрещинами. Открытые и закрытые трещины, заполненные битумом, проходят по линиям спая кристаллов соли или рассекают кристаллы соли в разных направлениях.

В задачу петрографического исследования, как было сказано выше, входило изучение микротрещиноватости, развитой в породах палеозоя исследуемых районов, с точки зрения их коллекторских свойств.

Основными показателями коллекторских свойств пород является их пористость и проницаемость.

Как показывают данные многих исследований и наши, величина трещинной пористости не играет существенной роли в решении вопроса о емкости трещинного коллектора. Из приведенных петрографических данных видно, что величина трещинной пористости для палеозойских отложений Южно-Минусинской впадины, Башкирского Приуралья и Иркутского амфитеатра не превышает 0,1%.

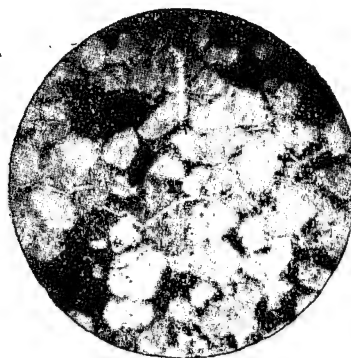
Наибольшая роль в определении коллекторских свойств трещиноватых пород принадлежит проницаемости.

По величине трещинной проницаемости, вычисленной по шлифам, все исследованные породы палеозоя Сибири и Башкирского Приуралья разбиваются на несколько классов.

За эффективную трещинную проницаемость, как было сказано выше, для артинских отложений Башкирского Приуралья (заведомо нефтенос-



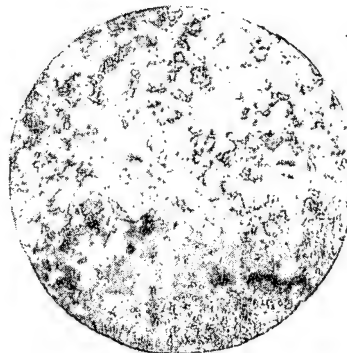
Фиг. 6. Алевролит мелкозернистый с открытыми микротрещинами, проходящими внутри закрытых, заполненных кальцитом. Южная Минуса. Абаканская свита (ср. девон). Быстринка, скв. 9-Р, обр. 112.



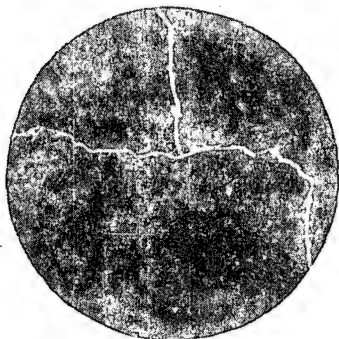
Фиг. 7. Песчаник крупнозернистый с открытыми микротрещинами, огибающими и реже рассекающими зерна кластического материала и цемента. Южная Минуса. Бейская свита (верхний девон). Биджа, обр. 24а.



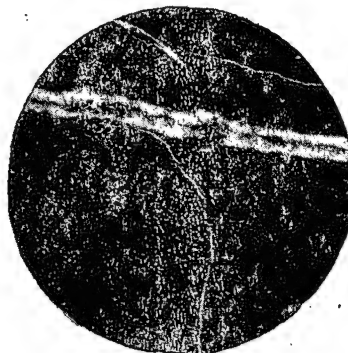
Фиг. 8. Песчаник среднезернистый с редкими открытыми микротрещинами, огибающими зерна кластического материала и рассекающими зерна цемента. Южная Минуса. Илеморовская свита (средний девон). Биджа, обр. 38а.



Фиг. 9. Песчаник мелкозернистый с пленочками битума, располагающимися между зернами кластического материала. Иркутский амфитеатр. Мотская свита (нижний кембрий). Оса, скв. 1-Р, обр. 244.



Фиг. 10. Аргиллит алевролитистый с сетью открытых микротрещин. Южная Минуса, Кодайская свита (верхний девон). Быстринка, скв. 1-Р, обр. 52.



Фиг. 11. Аргиллит тонкодисперсный с открытыми микротрещинами и закрытой трещиной, выполненной минеральным веществом (кальцитом). Южная Минуса. Тубинская свита (верхний девон). Быстринка, скв. 4-Р, обр. 153.



Фиг. 12. Аргиллит с открытыми и закрытыми трещинами, выполненными кальцитом. Открытые микротрещины пересекают закрытые и образуют слабо разветвленную сеть в породе. Южная Минуса. Абаканская свита (средний девон). Быстринка, скв. 9-Р, обр. 69а.



Фиг. 13. Аргиллит тонкодисперсный с открытыми микротрещинами и закрытыми трещинами, выполненными минеральным веществом (кальцитом). Южная Минуса. Кохайская свита (верхний девон). Быстринка, скв. 1-Р, обр. 60.



Фиг. 14. Аргиллит тонкодисперсный с открытыми микротрещинами и закрытой трещиной, выполненной кальцитом. Южная Минуса. Кохайская свита (верхний девон). Быстринка, скв. 1-Р, обр. 60а.



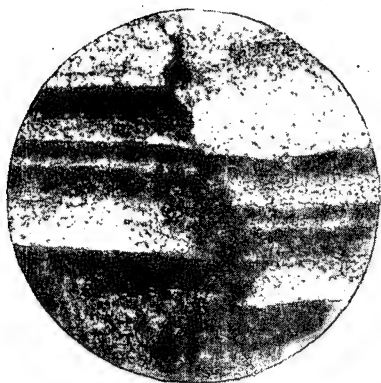
Фиг. 15. Алевролит с прослоями алевролитических мергелей, со слабо разветвленной сетью открытых микротрещин. Южная Минуса. Аскизская свита (средний девон). Зап. Тагарка, скв. 3, обр. 140.



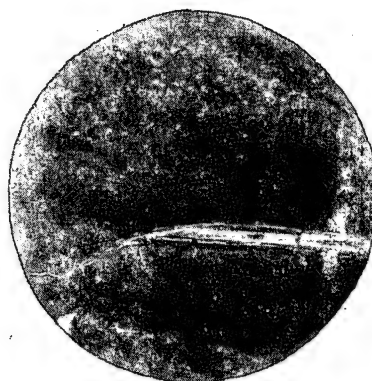
Фиг. 16. Переслаивание мергелей и алевролитов с открытой микротрещиной, проходящей параллельно слоистости. Южная Минуса. Аскизская свита (средний девон). Зап. Тагарка, скв. 3, обр. 141а.



Фиг. 17. Переслаивание мергелей и алевролитов, с открытой трещиной, располагающейся под углом к слоистости. Южная Минуса. Аскизская свита (средний девон). Зап. Тагарка, скв. 3, обр. 142.



Фиг. 18. Переслаивание мергелей и алевролитов с закрытой трещиной, заполненной битумом, проходящей перпендикулярно слоистости. Южная Минуса. Аскизская свита (средний девон). Быстрянск, скв. 9-Р, обр. 123а.



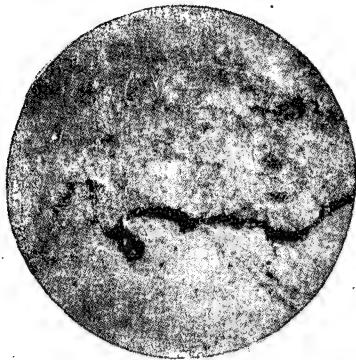
Фиг. 19. Переслаивание мергелей и алевролитов с открытыми микротрещинами, с микротрещинами, заполненными битумом, и трещинами, выполненными минеральным веществом, располагающимися параллельно слоистости. Южная Минуса. Аскизская свита (средний девон). Зап. Тагарка, скв. 3, обр. 141.



Фиг. 20. Органогенный слабо доломитистый известняк с открытой микротрещиной, рассекающей органические остатки. Башкирское Приуралье. Артинские отложения (нижняя пермь). Малышевск, скв. 7/50, обр. 23 (3).



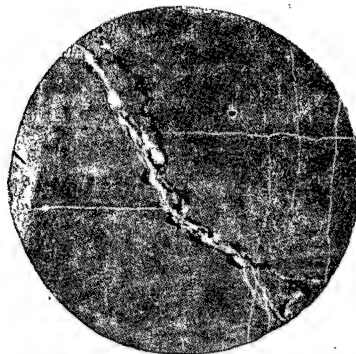
Фиг. 21. Органогенный доломитовый известняк с сетью сильно извилистых трещин, выполненных битумом. Башкирское Приуралье. Артинские отложения (нижняя пермь). Малышевск, скв. 8/50, обр. 25 (3).



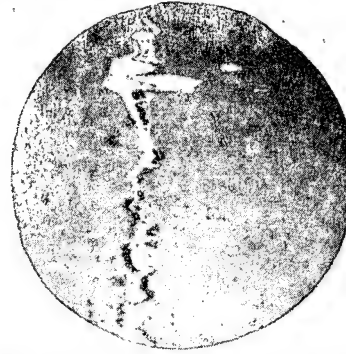
Фиг. 22. Доломит неравнозернистый с петлеобразной трещиной, выполненной битумом. Иркутский амфитеатр. Нижнеангарская подсвита (нижний кембрий). Бохан, скв. 31-К, обр. 124.



Фиг. 23. Доломит неравнозернистый с извилистыми и петлеобразными трещинами, заполненными битумом. Иркутский амфитеатр. Нижнеангарская подсвита (нижний кембрий). Бохан, скв. 31-К, обр. 125.



Фиг. 24. Доломит неравнозернистый с сильно извилистой трещиной, заполненной битумом, которая местами раздваивается и выполняется минеральным веществом, а также с сетью открытых микротрещин, располагающихся параллельно и перпендикулярно слоистости. Иркутский амфитеатр. Нижнеангарская подсвита (нижний кембрий). Бохан, скв. 31-К, обр. 74а.



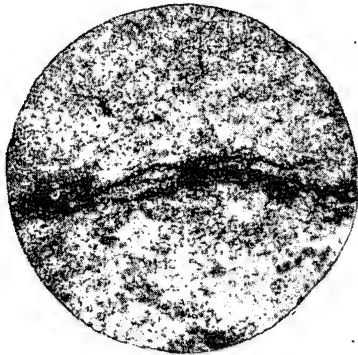
Фиг. 25. Доломит неравнозернистый, слоистый, с сутурной линией, заполненной битумом и минеральным веществом. Иркутский амфитеатр. Нижнеангарская подсвита (нижний кембрий). Бохан, скв. 31-К, обр. 110а.



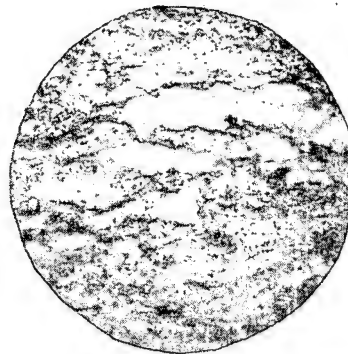
Фиг. 26. Доломит известковистый неравнозернистый с сутурной линией, заполненной битумом, и сутурной линией, выполненной битумом и минеральным веществом. Башкирское Приуралье. Артинские отложения (нижняя пермь). Малышевка, скв. 8—50 обр. 25.



Фиг. 27. Доломит неравнозернистый с открытой микротрещиной, на стенках которой наблюдаются примазки твердого битума. Иркутский амфитеатр. Нижнеангарская подсвита (нижний кембрий). Бохан, скв. 31-К, обр. 133.



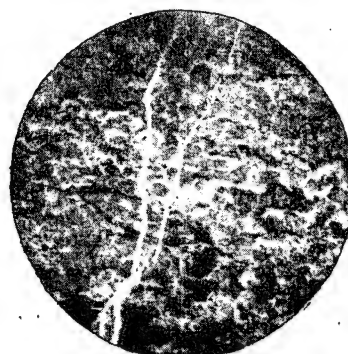
Фиг. 28. Доломит неравнозернистый с трещинами, заполненными битумом, и междузернистым пространством, выполненным битумом, которое сконцентрировано около трещин с битумом. Иркутский амфитеатр. Осинский горизонт уральской свиты (нижний кембрий). Бохан, скв. 1-Р, обр. 49.



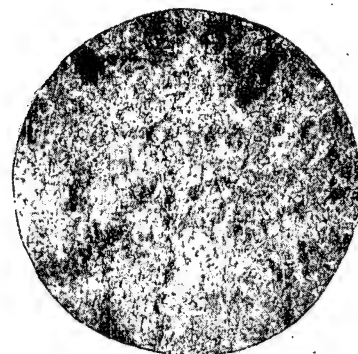
Фиг. 29. Доломит с пятнистой микротекстурой, с многочисленными закрытыми трещинками, выполненными битумом, окружающими отдельные участки или пятна. Иркутский амфитеатр. Осинский горизонт, уральская свита (нижний кембрий). Бохан, скв. 1-Р, обр. 48.



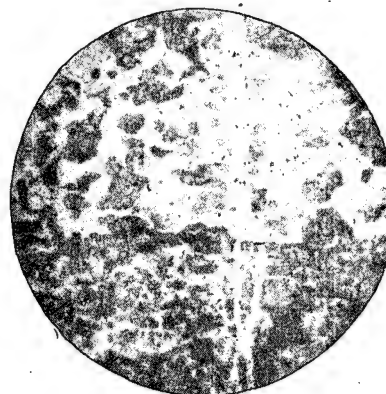
Фиг. 30. Доломит неравнозернистый с зазубренной трещиной, выполненной внутри минеральным веществом, а на стенках трещины наблюдаются примазки твердого битума; с открытой микротрещиной, проходящей по краю зазубренной трещины. Иркутский амфитеатр. Нижнеангарская подсвита (нижний кембрий). Бохан, скв. 31-К, обр. 133.



Фиг. 31. Доломит неравнозернистый с пятнистой микротекстурой, с закрытыми трещинками, выполненными битумом, которые рассекаются трещинами, выполненными минеральным веществом. Иркутский амфитеатр. Осинский горизонт уральской свиты (нижний кембрий). Бохан, скв. 1-Р, обр. 54.



Фиг. 32. Доломит неравнозернистый с пятнистой микротекстурой, с сильно извилистой трещиной, заполненной битумом, и с открытой микротрещиной, проходящей внутри закрытой, пересекая закрытую или расположенную между стенкой закрытой трещины, выполненной битумом, и вмещающей породой. Иркутский амфитеатр, ангарская свита (нижний кембрий). Оса, скв. 31-К, обр. 7686.



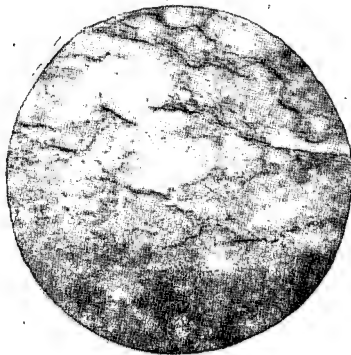
Фиг. 33. Доломит неравнозернистый с пятнистой микротекстурой, с закрытой трещиной, выполненной битумом, которая сечет трещины, заполненные минеральным веществом. Иркутский амфитеатр. Осинский горизонт уральской свиты (нижний кембрий). Бохан, скв. 1-Р, обр. 54а.



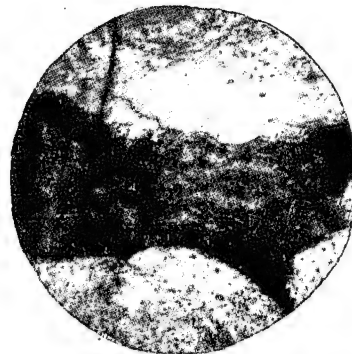
Фиг. 34. Доломит неравнозернистый с пятнистой микротекстурой, с закрытыми микротрещинами, выполненными битумом, которые рассекают трещины, заполненные минеральным веществом. Иркутский амфитеатр. Осинский горизонт усольской свиты (нижний кембрий). Бохан, скв. 1-Р, обр. 546.



Фиг. 35. Многочисленные закрытые трещинки, выполненные битумом, окружают инкрустационные образования и пятна. Иркутский амфитеатр. Осинский горизонт усольской свиты (нижний кембрий). Оса, скв. 1-Р, обр. 26 (1).



Фиг. 36. Многочисленные извилистые микротрещины, выполненные битумом, окружают инкрустационные образования и пятна. Иркутский амфитеатр. Осинский горизонт усольской свиты (нижний кембрий). Оса, скв. 1-Р, обр. 2г (3).



Фиг. 37. Битум пропитывает междзернистое пространство в доломитовой части. Внутри ангидритовых участков не наблюдается битума. Иркутский амфитеатр. Низы бельской свиты (нижний кембрий). Балыхта, скв. 1-Р, обр. 6.



Фиг. 38. Прослой доломита с битумом внутри ангидритовой части породы. Иркутский амфитеатр. Низы бельской свиты (нижний кембрий). Балыхта, скв. 1-Р, обр. 7.



Фиг. 39. Проникновение битума по трещинам и между зернами карбоната в доломитовой части породы. Иркутский амфитеатр. Низы бельской свиты (нижний кембрий). Балыхта, скв. 1-Р, обр. 8.

ный район) принимается проницаемость трещин, заполненных битумом; для девонских отложений Южной Минусы (возможно газоносный район) — проницаемость открытых микротрещин и для нижнекембрийских отложений Иркутского амфитеатра (район с газо- и нефтепроявлениями) — проницаемость трещин, заполненных битумом, и открытых микротрещин.

Исходя из значений трещинной проницаемости (K), полученной для палеозойских отложений исследуемых районов по методу шлифов, можно все карбонатные и терригенные породы разбить на пять классов*.

| | |
|---------|-------------------------|
| I класс | — K более 1000 мд |
| II » | — K от 100 до 1000 мд |
| III » | — K » 10 » 100 » |
| IV » | — K » 1 » 10 » |
| V » | — K < 1 мд |

В первый класс, с очень высокой проницаемостью, как видно из табл. 8, попадает незначительный процент трещиноватых пород Башкирского Приуралья, имеющих трещинную проницаемость от 1120 до 2501 мд. Заметный процент (27) трещиноватых пород Башкирского Приуралья попадает во второй класс с трещинной проницаемостью от 121 до 729 мд; 9,2% приходится на трещиноватые породы Иркутского амфитеатра, с проницаемостью от 100 до 909 мд. Наибольший процент трещиноватых пород падает на коллектора третьего и четвертого класса, с проницаемостью от 1 до 100 мд.

Таблица 8

Процентное соотношение K проницаемости по классам коллекторов палеозойских пород Сибири и Башкирского Приуралья

| Классы коллекторов | Проницаемость, мд | Пределы колебания проницаемости, мд | | Районы | Процент соотношения K проницаемости |
|--------------------|-------------------------|-------------------------------------|------|-------------------------|---------------------------------------|
| | | от | до | | |
| I | > 1000 очень высокая | 1169 | 1239 | 1) Башкирское Приуралье | 3,0 |
| | | 1120 | 2501 | 2) Иркутский амфитеатр | 0,8 |
| II | 100—1000 высокая | | | 3) Минуса | 0 |
| | | 121 | 729 | 1) Башкирское Приуралье | 27,0 |
| | | 100 | 909 | 2) Иркутский амфитеатр | 9,2 |
| III | 10—100 средняя | 133 | 443 | 3) Минуса | 1,0 |
| | | 10,5 | 94 | 1) Башкирское Приуралье | 54,0 |
| | | 10,0 | 98,5 | 2) Иркутский амфитеатр | 33,0 |
| | | 10,1 | 96,7 | 3) Минуса | 34,0 |
| IV | 1—10 малая | 2,1 | 9,7 | 1) Башкирское Приуралье | 16,0 |
| | | 1,0 | 9,8 | 2) Иркутский амфитеатр | 38,0 |
| | | 1,0 | 9,9 | 3) Минуса | 46,0 |
| V | < 1 весьма малая | | | 1) Башкирское Приуралье | 0 |
| | | 0,02 | 0,95 | 2) Иркутский амфитеатр | 19,0 |
| | | 0,10 | 0,96 | 3) Минуса | 19,0 |

С целью проверки проницаемости, полученной по методу шлифов, были привлечены промысловые данные по газовым скважинам 1-Р и 9-Р Быстринской структуры Южной Минусы и скв. 1-Р Осинской и 1-Р Балыхтинской структурам Иркутского амфитеатра.

* Границы разбивки на классы взяты у Г. И. Теодоровича (1942).

В табл. 9 приводятся средние значения открытой проницаемости трещиноватых пород илеморовской свиты Быстринской структуры Южно-Минусинской впадины, а также максимальные и минимальные значения ее.

Таблица 9

Значения открытой трещинной проницаемости по методу шлифов для трещиноватых пород илеморовской свиты

| Район | № скважины | Интервал и свита | Количество образцов керна | Проницаемость по шлифам, <i>мд</i> | | |
|----------------------------|------------|-------------------------|---------------------------|------------------------------------|------|--------|
| | | | | макс. | мин. | средн. |
| Южно - Минусинская впадина | 9-Р-Б | 1856—1918, илеморовская | 47 | 5,3 | 0 | 1,1 |
| Южно - Минусинская впадина | 1-Р-Б | 1844—1881, илеморовская | 25 | 3,3 | 0 | 0,65 |

Приведенные цифры (табл. 9) говорят о том, что средние величины проницаемости отдельных образцов илеморовской свиты, определенные в двух различных скважинах по шлифам, мало отличаются друг от друга.

Проницаемость отдельных образцов, определенная по шлифам, колеблется в небольших пределах — от 0 до 5,3 и от 0 до 3,3 *мд*.

В табл. 10 приводятся величины проницаемости образцов той же илеморовской свиты Быстринской структуры Южно-Минусинской впадины, определенные методом шлифов и по промысловым данным (формула Дюпюи и метод Назарова).

Таблица 10

Средние значения открытой трещинной проницаемости для девонских пород по методу шлифов и промысловым данным

| Район | № скважины | Интервал и свита | Метод шлифов | Формула Дюпюи | Метод Назарова |
|--------------------------|------------|-------------------------|----------------|----------------|----------------|
| Южно-Минусинская впадина | 9-Р-Б | 1856—1918, илеморовская | 1,1 <i>мд</i> | | |
| Южно-Минусинская впадина | 1-Р-Б | 1844—1881, илеморовская | 0,65 <i>мд</i> | 0,55 <i>мд</i> | 1,09 <i>мд</i> |

Как видно из приведенных выше цифр (табл. 10), средние значения проницаемости пород илеморовской свиты, вычисленные по методу шлифов, оказываются довольно близкими к значениям проницаемости исследуемых пород, полученных по методу Дюпюи и Назарова.

Для пород осинского горизонта усольской свиты скв. 1-Р Осы открытая трещинная проницаемость, вычисленная по шлифам, колеблется от 0 до 26,7 *мд*; среднее значение проницаемости 2,5 *мд* (табл. 11). Проницаемость пород осинского горизонта по методу обработки промысловых данных определяется в 5,0 *мд*.

Для пород бельской свиты скв. 1-Р Балыхты проницаемость, полученная по шлифам, колеблется от 0 до 5,9 *мд*; среднее значение проницаемости — 0,76 *мд*.

Таблица 11

Значения открытой трещинной проницаемости для кембрийских пород по методу шлифов и промысловым данным

| Район | № скважины | Свита, горизонт | Количество образцов керна | Проницаемость по шлифам, мд | | | Проницаемость по методу обработки промысловых данных |
|------------------------------|------------|-----------------------------------|---------------------------|-----------------------------|-------|--------|--|
| | | | | мин. | макс. | средн. | |
| Оса, Иркутский амфитеатр | 1-Р | Осинский горизонт усольской свиты | 45 | 0 | 26,7 | 2,5 | 5,0 |
| Балыхта, Иркутский амфитеатр | 1-Р | Низы бельской свиты | 12 | 0 | 5,9 | 0,76 | 0,03 |

Метод обработки промысловых данных показывает, что проницаемость пород, слагающих нижнюю часть бельской свиты, определяется в 0,03 мд.

Исходя из вышесказанного, можно полагать, что метод определения проницаемости, основанный на изучении трещин в шлифах, может дать до некоторой степени объективную оценку фильтрационной способности тех или иных пород, слагающих разрез палеозоя исследуемых районов.

С целью окончательного решения вопроса о возможности применения методики определения проницаемости по шлифам следует проделать определения для ряда скважин по различным заведомо нефтеносным или газоносным районам, где мы имеем трещиноватые породы. Если получатся удовлетворительные совпадения результатов в вычислениях проницаемости трещиноватых пород различными методами, то вышеотмеченную методику определения проницаемости по шлифам можно будет рекомендовать для широкого использования.

Данные литолого-петрографического исследования трещиноватых пород палеозоя Сибири и Башкирского Приуралья позволяют высказать некоторые суждения относительно происхождения микротрещин.

По происхождению все микротрещины в палеозойских отложениях исследуемых районов можно подразделить на две группы:

- 1) диагенетическо-тектонические и
- 2) тектонические.

Диагенетическо-тектонические трещины обязаны своим происхождением процессам диагенеза и тектогенеза. В процессе диагенеза зарождались ослабленные места в породе, а в процессе тектогенеза они преобразовывались в микротрещины.

К диагенетическо-тектоническим трещинам относятся трещины, заполненные битумом первой, более ранней генерации.

К тектоническим трещинам можно отнести микротрещины, выполненные битумом более поздней генерации, а также минеральные трещины и открытые микротрещины. Последние, можно полагать, являются отголоском крупных зияющих тектонических трещин.

III. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Из изложенного выше можно сделать следующее заключение.

1. Миграция жидких и газообразных флюидов может происходить не только по крупным зияющим трещинам, но и по микротрещинам, раскрытость которых колеблется от 5 до 200 микронов. Немалую роль, возможно, играют микротрещины в аккумуляции нефти и газа.

2. Литолого-петрографический анализ показывает, что микротрещины, развитые в породах палеозоя исследуемых районов, оказываются неодинаковыми по своим морфологическим и генетическим признакам (ширине, густоте, форме, характеру выполняемого вещества, по отношению к структуре, текстуре породы, по возрасту и происхождению) и что их можно подразделить на несколько групп.

3. Устанавливается относительный возраст микротрещин по характеру пересечения их между собою и характеру выполняющего вещества. Так к I, более ранней генерации, относятся микротрещины, заполненные битумом, ко II — выполненные минеральным веществом и секущие трещины I генерации. К III генерации принадлежат микротрещины, заполненные битумом, и пересекающие трещины II генерации и к IV — открытые микротрещины, секущие трещины более ранних генераций или проходящие внутри последних.

4. По своему генезису микротрещины подразделяются на два типа: диагенетическо-тектонические и тектонические.

5. По данным минералогического состава, структурным особенностям и характеру микротрещин, трещиноватые породы изученных разрезов подразделяются на 9 петрографических типов: а) песчаники и алевролиты, б) глины, в) мергели, переслаивание мергелей и алевролитов, г) органогенные доломитовые известняки, д) равнозернистые доломиты и известняки, е) неравнозернистые доломиты, ж) неравнозернистые доломиты с пятнистой или пятнисто-инкрустационной структурами, з) ангидрит-доломитовые породы, и) соли.

Из указанных петрографических типов выделяются неравнозернистые доломиты, неравнозернистые доломиты с пятнистой или пятнисто-инкрустационной структурами, органогенные доломитовые известняки, кремнистые терригенные породы, обладающие повышенной микротрещиноватостью и повышенной проницаемостью.

6. Сравнительный анализ петрографических данных палеозойских пород рассматриваемых районов позволяет выяснить соотношение отдельных типов микротрещин для каждого из рассматриваемых районов. Так, в артинских отложениях Башкирского Приуралья преобладают трещины, заполненные битумом; в девонских отложениях Южной Минусы — открытые микротрещины; в нижнекембрийских отложениях Присаянья широко распространены закрытые микротрещины, заполненные битумом, и в заметном количестве присутствуют открытые микротрещины.

Вышеотмеченные типы трещин приняты нами за эффективные при подсчете трещинной проницаемости по шлифам для отдельных свит и типов пород палеозоя исследуемых районов.

7. По признаку проницаемости трещиноватые породы палеозоя разбиваются на пять классов. Границы разбивки на классы взяты у Г. И. Теодоровича, но вложен в нее принцип проницаемости по трещинам, а не порам.

Согласно данной схемы классификации, наибольшее количество трещиноватых пород попадает в третий класс коллекторов с проницаемостью от 10 до 100 мд.

8. По характеру распределения битума выделяются три типа пород среди палеозойских отложений рассматриваемых районов.

а) Битум сосредоточен только в микротрещинах, окружающая среда чистая.

б) Битум в трещинах и в окружающей трещину межзерновой среде, причем наблюдается резкое угасание «битуминизации» межзернистой среды от трещин, заполненных битумом, к периферии шлифа.

в) Битум располагается между зернами карбоната вмещающей породы, трещины отсутствуют (межзерновой битум).

9. Данные петрографического исследования трещиноватых пород палеозоя Сибири и Башкирского Приуралья показывают, что величина трещинной пористости не превышает 0,1% и что последняя не играет существенной роли в определении коллекторских свойств трещиноватых пород.

10. Выделяются зоны повышенной трещиноватости для разреза девона Южной Минусы — илеморовская и бейская свиты, для разреза нижнего кембрия Присаянья — верхнемотская подсвита, осинский горизонт, низы бельской свиты и нижнеангарская подсвита.

11. Наибольшую трещиноватость пород илеморовской и бейской свит девона Южной Минусы мы связываем с довольно сильным окремнением терригенных пород.

Наибольшую трещиноватость нижнекембрийских карбонатных пород Присаянья (в основном седиментационных доломитов) мы объясняем широко развитыми здесь процессами перекристаллизации, перераспределения и уплотнения доломитового вещества в стадию диагенеза.

Повышенную трещиноватость органогенных доломитовых известняков артинского яруса Башкирского Приуралья можно объяснить процессами диагенетической доломитизации. Диагенетическая доломитизация способствовала изменению объемных соотношений карбонатных частиц, образованию в породе ослабленных мест, которые при незначительных тектонических деформациях легко преобразовывались в микротрещины.

ЛИТЕРАТУРА

Алиев А. Г. и Дайдбекова Э. А. О возможной нефтеносности карбонатных и других трещиноватых пород мезозоя нефтеносных областей Азербайджана «Азерб. нефт. хоз.», № 3, 1957.

Авдусин П. П. и Цветкова М. А. О влиянии тектоники на структуру нефтяного пласта. Тр. Ин-та нефти АН СССР, т. III, 1954.

Апродова А. А. Зависимость химического состава нефтеносных карбонатных пород Мологовского Прикамья от их пористости. ДАН СССР, т. XV, № 1, 1949.

Королук И. К. Доломитовые породы ленского яруса кембрия Иркутского амфитеатра. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 4, сборник статей, 1956.

Милешина А. Г. Об изучении трещиноватости в породах карбонатного типа. Геохимич. методы поисков нефти и газа. Вып. I, 1953.

Страхов Н. М. О типах и генезисе доломитовых пород (состояние знаний). Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 4, 1956.

Страхов Н. М. Известковые фации современных и древних водоемов. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 124, сер. геол. (45), 1951.

Татарский В. Б. О формах залегания битумов в карбонатных породах по данным микроскопии. Зап. Всеросс. мин. об-ва, ч. XXVII, № 3, 1948.

Теодорович Г. И. О коллекторах нефти Ишимбаево-Стерлитамакского района. ДАН СССР, т. 34, № 4—5, 1942.

Т е о д о р о в и ч Г. И. Карбонатные фации нижней перми, верхнего карбона Урало-Волжской области. Нов. сер., вып. 13 (17), 1949.

Т р о ф и м у к А. А. Нефтеносность палеозоя Башкирии. Гостоптехиздат, 1950.

Т р о е п о л ь с к и й В. И. и П о с т н и к о в Д. В. К вопросу о структуре и проницаемости порового пространства в карбонатных коллекторах. Уч. Зап. Каз. гос. у-та, т. 115, кн. 16, 1955.

Ш и ш и г и н С. М. О трещинных коллекторах нефти и газа в Восточных Карпатах. Научные зап. Львовск. политехн. ин-та, вып. XLVI, сер. геол.-разв., № 1, 1956.

Waldshmidt W. A., Fitzgerald P. E. and Lunsford C. L. Classification of porosity and fractures in reservoir rocks. Bull. American Assoc. Petr. Geol., v. 40, No 5, 1956.

Трещиноватые породы и их коллекторские свойства

Е. С. Ромм

**ИССЛЕДОВАНИЯ ФИЛЬТРАЦИИ В ТРЕЩИНОВАТЫХ ПОРОДАХ
В СВЯЗИ С ИХ КОЛЛЕКТОРСКИМИ СВОЙСТВАМИ****1. ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ**

Исследовательские и определительские работы, результаты которых представлены в настоящей работе, проводились в лаборатории физики пласта ВНИГРИ и являлись составной частью работ, проводимых по теме «Методика изучения трещиноватых пород в связи с их коллекторскими свойствами».

Определительские работы и экспериментальная часть исследования движения жидкости внутри узкой щели выполнены лаборантами М. Г. Литмановым и В. И. Торгашовым.

Как известно, основными физическими свойствами породы, характеризующими ее способность аккумулировать нефть и газ и отдавать их, являются пористость и проницаемость.

Пористость трещиноватой породы можно разделить на две составные части: межзернистую пористость и трещинную пористость. Первая характеризует объем пустот между зернами породы, вторая обуславливается объемом пустот, образованных трещинами.

По данным многих исследователей, трещинная пористость не играет существенной роли в решении вопроса о емкости трещинных коллекторов и доля ее от межзернистой пористости составляет не более 10% (С. Пирсон, 1953; Ф. И. Котяхов, 1956). Это объясняется тем, что, согласно многочисленным наблюдениям и анализу фильтрации в трещиноватых породах, на значительной глубине (более 1000 м) не могут существовать трещины, раскрытие которых превышает 0,1 мм.

Об этом говорят как наши исследования, так и данные, полученные рядом других авторов (С. Пирсон, 1953; Ф. И. Котяхов, 1956, 1957).

Легко подсчитать, что образец трещиноватой породы, имеющий форму куба объемом 1000 см³ и секущийся десятью трещинами раскрытием 0,1 мм каждая, будет иметь трещинную пористость, равную всего 1%.*

Данные исследований петрографической лаборатории ВНИГРИ также показали, что величина трещинной пористости не превышает 0,1%.

Таким образом, изучение пористости трещиноватых пород сводится

* $m = \frac{V_{\text{п}}}{V_{\text{обр}}}$, $V_{\text{п}} = 10 \times bS$, $V_{\text{п}} = 10 \times 0,01 \times 100 = 10 \text{ см}^3$, $m = \frac{10}{1000} = 0,01 = 1\%$,
где m — пористость; $V_{\text{п}}$ — объем пустот; $V_{\text{обр}}$ — объем образца; b — раскрытие трещины; S — площадь стенки трещины.

к изучению пористости обычных, нетрещиноватых пород, методика которого уже давно разработана.

В отличие от трещинной пористости, очень мало влияющей на величину общей пористости породы, трещинная проницаемость фактически определяет величину общей проницаемости, так как перемещение флюидов в породе происходит в основном по трещинам.

То, что именно трещины играют решающую роль в процессах фильтрации жидкости и газа в трещинных коллекторах, видно из того, что они обычно представлены хрупкими, твердыми известняками и доломитами, межзернистая проницаемость которых измеряется тысячными долями миллидарси.

Между тем, именно из таких пород на ряде отечественных и зарубежных месторождений получены весьма значительные притоки нефти и газа.

Этот факт не будет удивителен, если учесть формулу Буссинека для течения жидкости в узкой щели

$$q = \frac{b^3}{12\mu} \frac{dp}{dx}, \quad (1.I)$$

где q — расход жидкости на единицу протяженности (ширины) щели;

μ — вязкость жидкости;

$\frac{dp}{dx}$ — градиент давления.

Пользуясь этой формулой и выражением закона Дарси, имеем

$$Q = \frac{KF}{\mu} \frac{dp}{dx}, \quad (2.I)$$

где K — проницаемость породы;

F — площадь поперечного сечения фильтрующей среды;

Q — расход жидкости;

остальные обозначения — прежние.

Можно найти проницаемость трещины с раскрытием, равным b

$$K_{тр} = 85\,000b^2, \quad (2'.I)$$

где $K_{тр}$ — измеряется в *дарси*;

b — измеряется в *мм*.

Для того чтобы перейти от проницаемости трещины к проницаемости породы, которую эта трещина сечет, необходимо правую часть равенства (2'.I) умножить на трещинную пористость породы (по аналогии с известным соотношением

$$V_{ф} = V_{ист}m,$$

где $V_{ф}$ — скорость фильтрации;

$V_{ист}$ — истинная скорость движения жидкости по поровым каналам;

m — коэффициент пористости фильтрующей среды.

Таким образом, проницаемость трещиноватой породы должна определяться соотношением

$$K = 85\,000b^2m.$$

Пользуясь этой формулой, легко подсчитать проницаемость вышеописанного кубического образца трещиноватой породы при условии, если

все десять трещин пересекают одну пару граней куба, расположенных друг против друга. Величина этой проницаемости оказывается равной 8500 мд.*

Этим и объясняется тот большой интерес, который представляет собой изучение движения газов и жидкостей внутри узких щелей.

Проницаемость обычных нетрещиноватых пород может быть определена только одним путем: через образец породы пропускается жидкость или газ и с помощью формулы закона Дарси (2.1) вычисляется проницаемость.

Из этой формулы видно, что все свойства фильтрующей среды входят в коэффициент проницаемости « K ». Этим и объясняется единственность опытного пути для определения коэффициента проницаемости.

Правда, некоторыми авторами (Козени, 1933 и др.) были сделаны попытки характеризовать пористую среду, как русло потока, некоторыми ее параметрами — диаметром зерен, размерами поровых каналов и т. д. Но эти попытки не могут в принципе выйти за рамки решений частных задач, пригодных только лишь для вполне определенного класса пород — хорошо отсортированных, мало сцементированных песчаников.

В отличие от обычных, нетрещиноватых пород, проницаемость породы, разбитой трещинами, однозначно определяется следующими факторами: законами движения флюидов в трещинах, раскрытием трещин, их конфигурацией, направлением и «густотой», выражающейся величиной пористости породы.

Поэтому для определения проницаемости трещиноватых пород открываются новые возможности, основанные на различных методах изучения трещиноватости, сводящихся в основном к определению раскрытости трещин и их плотности («густоты»).

Таким образом, изучение вопроса о проницаемости трещиноватых пород сводится к решению следующих частных задач.

1. Изучение движения жидкостей и газов внутри узких щелей, с целью выяснения возможности применения законов гидродинамики и в частности формулы Буссинеска к узким щелям (10—100 μ).
2. Разработка методов определения раскрытия трещин и их плотности.

3. Выяснение зависимости проницаемости системы трещин от геометрии этой системы.

Необходимо также произвести детальный анализ всех возможных методов определения проницаемости трещиноватых пород, с целью выяснения границ применимости того или иного метода.

Результатами первого этапа исследований (П. П. Екимов и Е. С. Ромм, 1956) явилось следующее:

- а) предложен метод определения проницаемости трещиноватых пород, основанный на изучении плоскопараллельных шлифов под микроскопом и дано обоснование этого метода;
- б) решена гидродинамическая задача о движении вязкого газа в узкой щели.

В настоящее время разработана методика исследования движения газа и жидкости внутри узкой щели и с помощью этой методики проведены три серии экспериментов с жидкостями различной плотности и вязкости.

* $K = 85\,000\, b^2 m$; $b = 0,1\, \text{мм}$; $m = 0,01$;
 $K = 85\,000 \times 0,1^2 \times 0,01 = 8,5\, \text{дарси} = 8500\, \text{мд}$.

Метод определения проницаемости по плоскопараллельным шлифам был проверен еще по одной скважине (№ 2-Р Осинской структуры Иркутского района).

Было произведено около шестисот определений проницаемости и пористости образцов пород, отобранных в Иркутском, Минусинском и Каралюкском районах.

Определение проницаемости производилось на приборе типа Келтона. Одной из целей этого раздела работы являлось выяснение возможности применения прибора типа Келтона для определения проницаемости трещиноватых пород.

В дальнейшем работа, по-видимому, будет вестись по следующим направлениям.

1. Экспериментальное исследование движения вязкого газа в узкой щели.

2. Разработка методики исследования фильтрации жидкости через систему трещин.

3. Проверка метода определения проницаемости по изучению плоскопараллельных шлифов, путем сравнения данных, даваемых этим методом, с данными опробования скважин.

4. Разработка методики исследования критических раскрытий щелей, при которых они будут являться непроницаемыми для жидкостей данной вязкости.

5. Поиски новых методов определения плотности трещиноватости и раскрытия трещин с целью дальнейшей разработки методики определения проницаемости трещиноватых пород.

II. ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ДВИЖЕНИЯ ЖИДКОСТИ ВНУТРИ УЗКИХ ЩЕЛЕЙ

1. Постановка задачи исследований

Целью этого раздела работы является выяснение закономерностей движения жидкостей в узких щелях.

В работах Г. М. Ломизе (1947, 1951) изучалось движение воды в щелях. Наименьшее раскрытие щели в этих опытах было равным 0,5 мм.

Сделанные автором выводы можно сформулировать следующим образом.

1. Формула Буссинека хорошо подтверждается экспериментами вплоть до числа Рейнольдса, равного 600. Затем наступает турбулентный режим фильтрации.

2. Наличие шероховатости стенок щели несущественно влияет на величину расхода, определенным образом суживая участок ламинарного режима движения, причем с ростом относительной шероховатости (отношение высоты выступов на стенках щели к ее раскрытию) влияние ее на процесс фильтрации возрастает.

3. Исследование других факторов — клиновидности, местных неровностей, волнистости стенок и т. д. показало, что большого влияния на фильтрацию воды в щелях они не оказывают.

Как уже указывалось, раскрытие трещин, обуславливающих перемещение флюидов в породе, колеблется в пределах от 10 до 100 μ .

При таких малых раскрытиях можно ожидать отклонения от известных гидродинамических законов. Поэтому представляет несомненный

интерес решение вопроса об отсутствии или наличии таких отклонений.

Исходя из этого, в наших экспериментах исследовались щели с раскрытиями от 10 до 100 μ .

Сами эксперименты заключались в том, что при известных параметрах щели (раскрытие, ширина и длина) при определенном градиенте давления, вязкости и плотности жидкости определялся расход жидкости, сравнимый с расходом, вычисленным по формуле Буссинеска (2.1).

2. Теоретическое решение задачи

Ограничимся рассмотрением области ламинарного движения жидкости в щели, так как эта область представляет наибольший интерес для большинства случаев движения нефти и газа в трещиноватых породах.

Пусть вязкая несжимаемая жидкость движется внутри неограниченно широкой щели (фиг. 1).

Если поток ламинарен, то для его описания справедлив закон Ньютона

$$F_{\text{тр}} = \mu S \frac{dU}{dy}, \quad (1.11)$$

где $F_{\text{тр}}$ — сила трения;

S — площадь поверхности слоя жидкости;

U — скорость жидкости;

μ — вязкость жидкости.

Разделим правую и левую части этой формулы на S

$$\frac{F_{\text{тр}}}{S} = \mu \frac{\partial U}{\partial y},$$

но

$$\frac{F_{\text{тр}}}{S} = \tau,$$

где τ — касательное напряжение.

Тогда

$$\tau = \mu \frac{\partial U}{\partial y}. \quad (2.11)$$

Но из законов гидродинамики известно, что

$$\tau_0 = - \frac{\partial p}{\partial x} r, \quad (3.11)$$

где τ_0 — касательное напряжение на стенке русла;

p — давление;

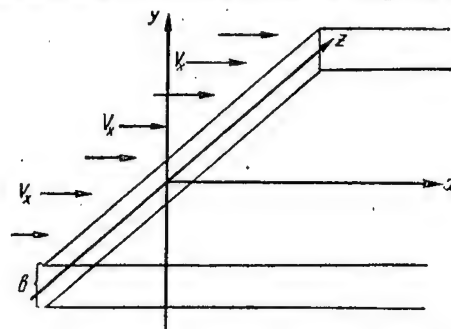
r — гидравлический радиус.

Причем

$$r = \frac{S}{\Pi},$$

где S — площадь русла;

Π — смоченный периметр потока.



Фиг. 1. Схема движения флюида через щель с плоско-параллельными стенками.

Если рассматривается движение жидкости в щели с раскрытием, равным b , и шириной z , то

$$r = \frac{b}{2}.$$

Поэтому формулу (3.II) можно переписать в следующем виде:

$$\tau_0 = -\frac{\partial p}{\partial x} \cdot \frac{b}{2}. \quad (4.II)$$

Рассмотрим касательные напряжения в любой точке потока. Очевидно, что их величина пропорциональна y .

$$\tau_0 = -\frac{\partial p}{\partial x} y. \quad (5.II)$$

Но из формулы (4.II) можно получить, что

$$\frac{\partial p}{\partial x} = -\tau_0 \frac{2}{b}. \quad (6.II)$$

Подставим выражение для $\frac{\partial p}{\partial x}$ из формулы (6.II) в формулу (5.II)

$$\tau = \tau_0 \frac{2y}{b}. \quad (7.II)$$

Сравним выражения (7.II) и (2.II). Учитывая расположение осей, можно написать

$$\mu \frac{\partial U}{\partial y} = -\tau_0 \frac{2y}{b}. \quad (8.II)$$

Отсюда

$$\partial U = -\frac{\tau_0}{\mu b} 2y dy.$$

Интегрируя это уравнение, получаем

$$U = -\frac{\tau_0}{\mu b} \int 2y dy = -\frac{\tau_0}{\mu b} y^2 + c.$$

Определим c при $y = \frac{b}{2}$, $U = 0$.

Отсюда

$$c = \frac{\tau_0 b}{4\mu}.$$

Подставляя значение c в результат интегрирования, получим

$$U = \frac{\tau_0}{\mu b} y^2 + \frac{\tau_0 b}{4\mu},$$

или

$$U = \frac{\tau_0 b}{4\mu} \left[1 - 4 \left(\frac{y}{b} \right)^2 \right].$$

При $y = 0$ $U = U_{\max}$,

$$U_{\max} = \frac{\tau_0 b}{4\mu}.$$

Тогда

$$U = U_{\max} \left[1 - 4 \left(\frac{y}{b} \right)^2 \right].$$

Найдем расход жидкости q на единицу ширины щели

$$q = 2 \int_0^{b/2} U_{\max} [1 - (y/b)^2] dy. \quad (9.II)$$

После интегрирования этого уравнения получим

$$q = \frac{\tau_0 b^2}{6\mu}.$$

Подставим в эту формулу значение τ_0 из выражения (4.II). Тогда получим

$$q = \frac{b^3}{12\mu} \cdot \frac{\partial p}{\partial x}. \quad (10.II)$$

Формула (10.II) является решением задачи о движении вязкой несжимаемой жидкости внутри узкой щели и носит название формулы Буссинеска.

Известны общие выражения для числа Рейнольдса Re и коэффициента сопротивления Ψ

$$Re = \frac{Ugr}{\mu}, \quad (11.II)$$

$$\Psi = \frac{2r}{\rho U^2} \cdot \frac{\partial p}{\partial x}, \quad (12.II)$$

где ρ — плотность жидкости,
остальные обозначения — прежние.

Перейдем в формулах (11.II) и (12.II) от скорости U к расходу q

$$q = Ub.$$

Учитывая также, что $r = \frac{b}{2}$, можно написать

$$Re = \frac{q\rho}{2\mu},$$

$$\Psi = \frac{b^3}{q^2\rho} \cdot \frac{\partial p}{\partial x}.$$

Найдем произведение этих двух величин

$$Re\Psi = \frac{b^3}{2\mu q} \cdot \frac{\partial p}{\partial x}. \quad (13.II)$$

Для определения соотношения между Re и Ψ в случае течения жидкости внутри узкой щели подставим в формулу (13.II) выражение для q из формулы (10.II)

$$Re\Psi = 6$$

или

$$Re = \frac{6}{\Psi}. \quad (14.II)$$

Уравнения (10.II) и (14.II) вполне описывают движение вязкой несжимаемой жидкости внутри узкой щели.

3. Схема и объем опытов

Были проведены три серии опытов, заключающихся в том, что через специальную модель щели пропускались жидкости с различными величинами плотности и вязкости.

При этом измерялись все параметры процесса: раскрытие щели, ее длина и ширина, вязкость и плотность жидкости, давления на входе и выходе щели и расход жидкости.

В качестве рабочих жидкостей употреблялась дистиллированная вода и растворы глицерина в воде с различными концентрациями.

Все проведенные опыты можно свести в следующие таблицы.

I серия опытов. Рабочая жидкость—вода.
 $\rho = 1 \text{ г/см}^3$, $\mu = 0,01 \text{ пуаза}$.

| № опыта | $b(\mu)$ | Re | Ψ | $q \left(\frac{\text{см}^3}{\text{сек} \cdot \text{см}} \right)$ | $\frac{\partial p}{\partial x} \left(\frac{\text{ат}}{\text{см}} \right)$ |
|---------|----------|--------------|-------------|---|--|
| 1 | 11,0 | 0,0552—0,674 | 102,8—11,0 | 0,00112—0,0136 | 0,1—1,6 |
| 2 | 14,5 | 0,107—1,56 | 62,6—4,76 | 0,00216—0,0314 | 0,1—1,6 |
| 3 | 23,0 | 0,0714—7,36 | 76,4—0,786 | 0,00144—0,149 | 0,0136—1,6 |
| 4 | 30,5 | 0,170—17,9 | 31,4—0,332 | 0,00344—0,363 | 0,0136—1,6 |
| 5 | 40,0 | 0,370—39,4 | 14,9—0,155 | 0,00747—0,796 | 0,0136—1,6 |
| 6 | 44,5 | 0,457—55,4 | 13,0—0,104 | 0,00923—1,12 | 0,0136—1,6 |
| 7 | 54,0 | 0,469—52,9 | 11,6—0,107 | 0,00948—1,07 | 0,0068—0,8 |
| 8 | 63,0 | 0,396—82,5 | 12,8—0,0692 | 0,00800—1,67 | 0,0034—0,8 |
| 9 | 82,0 | 0,722—89,6 | 8,49—0,0646 | 0,0146—1,81 | 0,0034—0,4 |
| 10 | 100,0 | 1,20—157 | 5,58—0,0383 | 0,0242—3,17 | 0,0034—0,4 |

II серия опытов. Рабочая жидкость—раствор глицерина в воде
 $\rho = 1,113 \text{ г/см}^3$; $\mu = 0,0395 \text{ пуаза}$ (при $t = 20^\circ \text{C}$)

| № опыта | $b(\mu)$ | Re | Ψ | $q \left(\frac{\text{см}^3}{\text{сек} \cdot \text{см}} \right)$ | $\frac{\partial p}{\partial x} \left(\frac{\text{ат}}{\text{см}} \right)$ |
|---------|----------|----------------|------------|---|--|
| 1 | 11,75 | 0,00451—0,0510 | 1341—167 | 0,000323—0,00366 | 0,1—1,6 |
| 2 | 31,0 | 0,0667—1,121 | 99,6—5,64 | 0,00508—0,0855 | 0,1—1,6 |
| 3 | 54,5 | 0,264—7,373 | 19,3—0,728 | 0,0277—0,633 | 0,0544—1,6 |
| 4 | 101,0 | 0,584—18,9 | 12,8—0,359 | 0,0435—1,41 | 0,0272—0,8 |

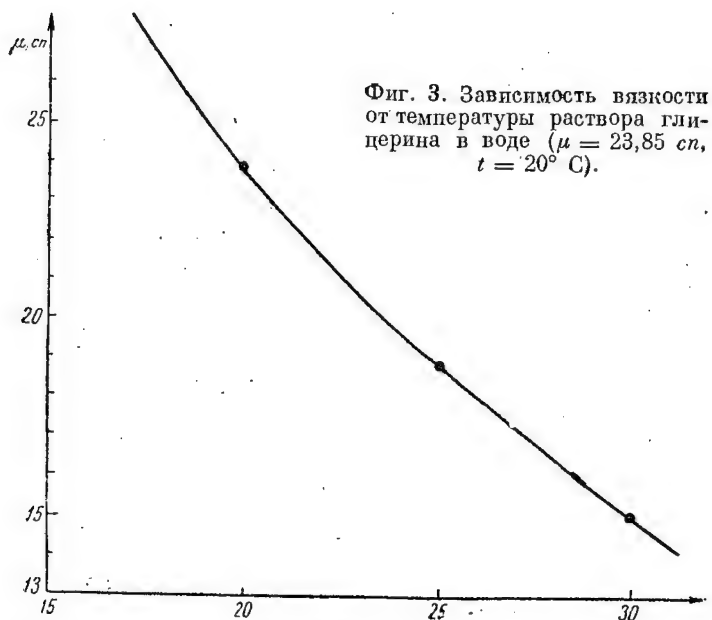
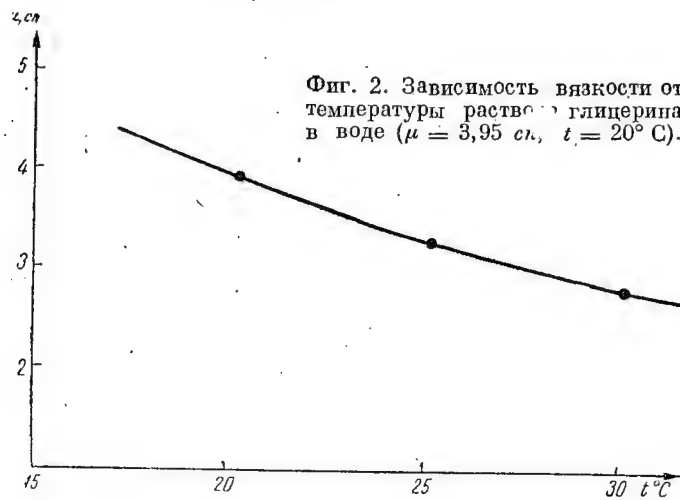
III серия опытов. Рабочая жидкость—раствор глицерина в воде.
 $\rho = 1,180 \text{ г/см}^3$; $\mu = 23,85 \text{ сн}$ (при $t = 20^\circ \text{C}$)

| № опыта | $b(\mu)$ | Re | Ψ | $q \left(\frac{\text{см}^3}{\text{сек} \cdot \text{см}} \right)$ | $\frac{\partial p}{\partial x} \left(\frac{\text{ат}}{\text{см}} \right)$ |
|---------|----------|----------------|------------|---|--|
| 1 | 33,5 | 0,00344—0,0546 | 1709—108 | 0,00134—0,0213 | 0,1—1,6 |
| 2 | 67,5 | 0,00590—0,385 | 972—13,4 | 0,00264—0,0173 | 0,0272—1,6 |
| 3 | 106,0 | 0,0249—1,31 | 222,2—4,75 | 0,0109—0,572 | 0,0272—1,6 |

Пользуясь формулами (10.II), (11.II) и (12.II), можно вычислить значения q , Re и Ψ .

Были построены два типа графиков: графики зависимости

$$q = f\left(\frac{\partial p}{\partial x}\right) \text{ и } Re = f(\Psi).$$



Вязкость растворов глицерина в воде определялась с помощью вискозиметра Оствальда в нефтяной лаборатории ВНИГРИ.

Вследствие того что величина вязкости таких растворов очень сильно зависит от температуры, были построены графики зависимости $\mu = f(t)$ для обоих типов растворов (фиг. 2 и 3).

15 заказ 401.

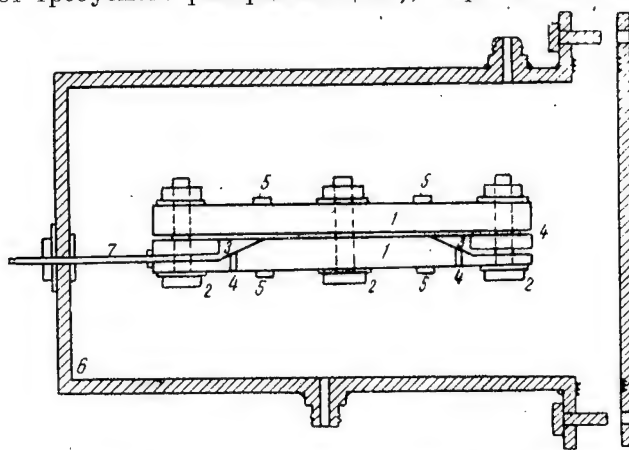
4. Модель щели и схема установки

Модель щели (фиг. 4) представляет собой две пластины (1) из нержавеющей стали марки ЭЖ-2, стягиваемые шестью болтами (2). Поверхности пластин, образующих стенки щели, отполированы с точностью до 2 м .

В нижней пластине сделано два углубления (3), причем каждое из них имеет по три канала с нарезкой (4).

Углубления и каналы предназначены для подвода и отвода жидкости и газа к щелевому пространству.

Между плитами укладывается алюминиевая фольга (с толщиной, зависящей от требуемого раскрытия щели), вырезанная так, что она, во-



Фиг. 4. Схема прибора (модели щели).

первых, служит прокладкой, герметизирующей прибор, а во-вторых, в центральной части пластин образует собственно щель с определенной величиной раскрытия.

Для непосредственного измерения величины раскрытия щели на внешних сторонах пластин укреплены друг против друга четыре пары специальных чашечек (5) для ножек рычажного микрометра. Погрешность измерения при работе с этим прибором не превышает 2 м .

Процесс измерения раскрытия щели сводится к следующему. Сначала пластины стягиваются болтами без прокладки и производятся измерения толщины двух пластин в четырех точках по периметру. Затем прибор разбирается, между пластинами укладывается прокладка из фольги определенной толщины, и пластины вновь стягиваются болтами. После этого опять производятся измерения толщины собранных пластин.

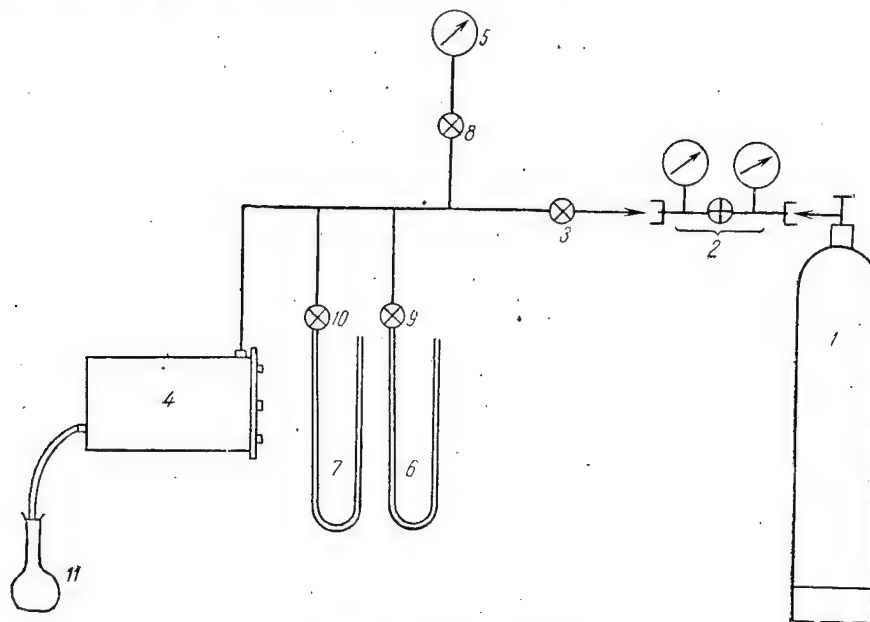
Разность между второй и первой группами результатов измерений является величиной, характеризующей раскрытие щели.

Необходимо при этом учитывать то обстоятельство, что поверхности пластин отполированы с точностью до 2 м . Это означает, что на поверхностях имеются выступы, высота которых не превышает 2 м . При наложении одной поверхности на другую выступ может попасть на выступ, что приводит к некоторому «нулевому» раскрытию щели, величина которого не должна превышать 4 м . Это «нулевое» раскрытие представляет собой некоторую своеобразную константу прибора. В наших опытах эта константа была равна $3,5\text{ м}$.

Из четырех величин, полученных в разных точках, находится средняя. Отклонение величины, полученной в каждой точке от средней величины, не превышало 2μ во всех опытах.

К найденной таким образом средней величине прибавлялась величина $3,5 \mu$ (константа прибора). Полученный результат и являлся в данном опыте раскрытием щели.

Модель щели (см. фиг. 4) помещается в специальный толстостенный герметически закрывающийся резервуар (6) емкостью 10 л, который заполняется рабочей жидкостью.



Фиг. 5. Схема установки.

Одно из углублений в нижней пластине модели щели служит для подачи жидкости или газа в щель. Оно посредством трех открытых каналов сообщается с объемом резервуара. Другое углубление служит для отбора флюида, прошедшего через щель. Оно посредством специального штуцера (7) сообщается с атмосферой.

Газ (азот) из баллона (1) (фиг. 5) через редуктор (2) и регулировочный вентиль (3) попадает в манифольд, предназначенный для измерения давления внутри резервуара (4), равного давлению на входе модели щели.

С помощью вентиля (8), (9) и (10) этого манифольда в процессе опыта можно переходить от одного измерительного прибора к другому.

Для измерения давлений на входе в щель использовались водяной (6), ртутный (7) и образцовый (8) манометры. Таким образом, было возможно использование весьма широкого диапазона давлений — от 10 мм вод. ст. до 16 ат. Затем газ попадает в резервуар (4) с рабочей жидкостью, в котором помещается модель щели. Под действием давления газа жидкость проходит через щель и попадает в мерный сосуд (11).

Необходимость использования резервуара диктуется следующими соображениями. Раскрытие щели во время опыта должно быть неизмен-

ным. Как показали предварительные эксперименты, проведенные без резервуара, во время опыта давление внутри щели создает усилия, достаточные для того, чтобы растянуть стягивающие модель болты, что в конечном счете приводит к весьма значительному увеличению раскрытия щели.

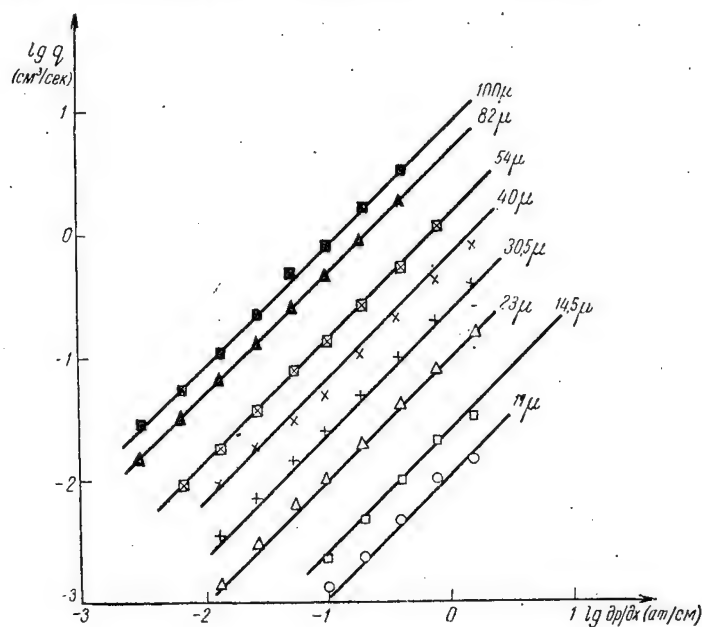
Если же модель щели помещена в резервуар, то сила давления на внешнюю поверхность прибора превышает силу давления на внутренние поверхности. Это обстоятельство обеспечивает, во-первых, увеличение степени герметизации с ростом давления и, во-вторых, исключает возможность изменения раскрытия щели в процессе эксперимента.

При проведении опытов с растворами глицерина в воде были приняты меры к термостатированию резервуара с моделью щели во время экспериментов. Температура рабочей жидкости измерялась до и после эксперимента с помощью хромель-копелевой термопары. Разница в температурах не превышала $0,5^\circ \text{C}$.

5. Результаты экспериментов

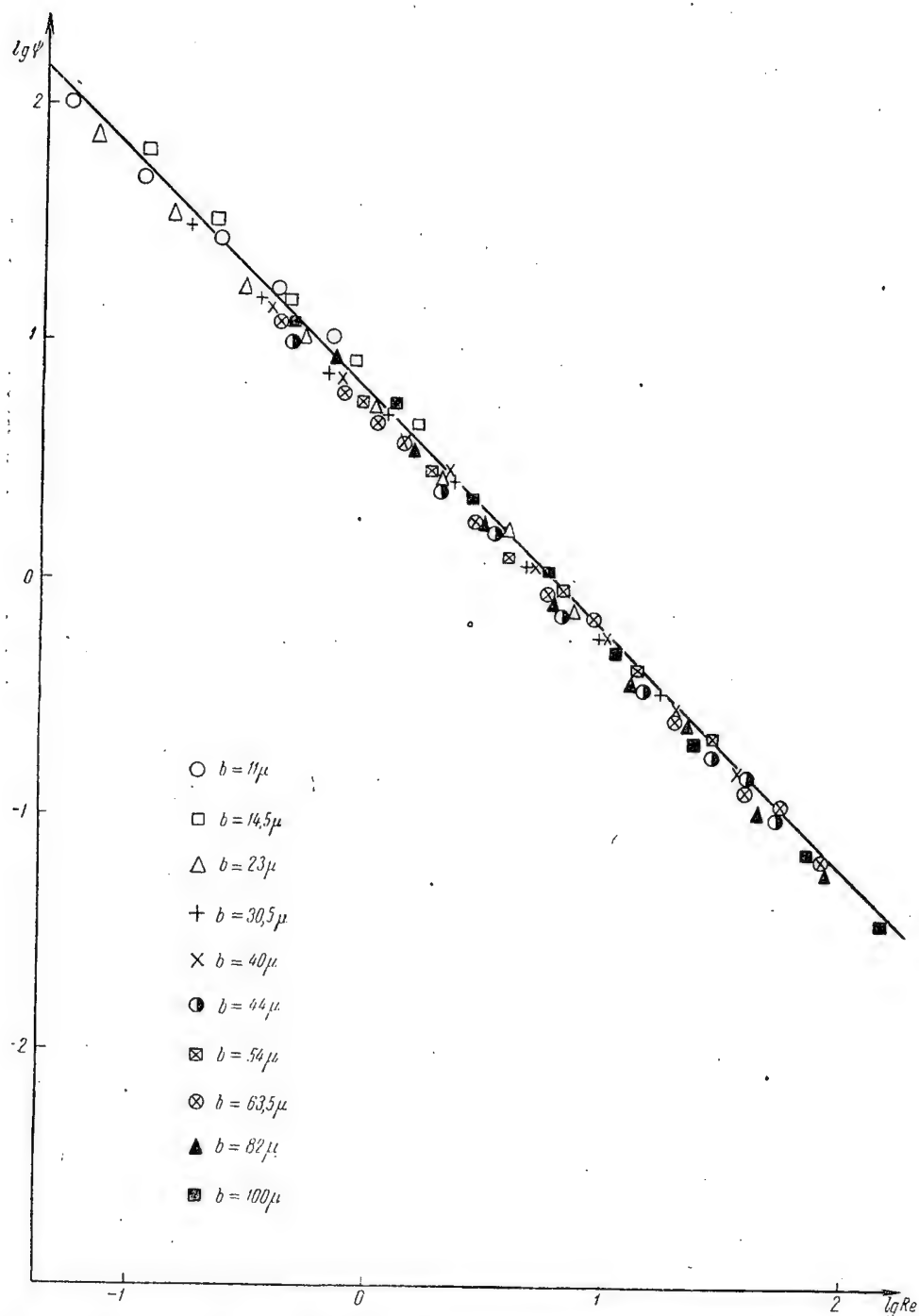
Результаты опытов обрабатывались в табличной форме и затем изображались в виде графиков зависимостей $q = f\left(\frac{\partial p}{\partial x}\right)$ и $\text{Re} = f(\Psi)$.

Обе зависимости даны в логарифмической анаморфозе.

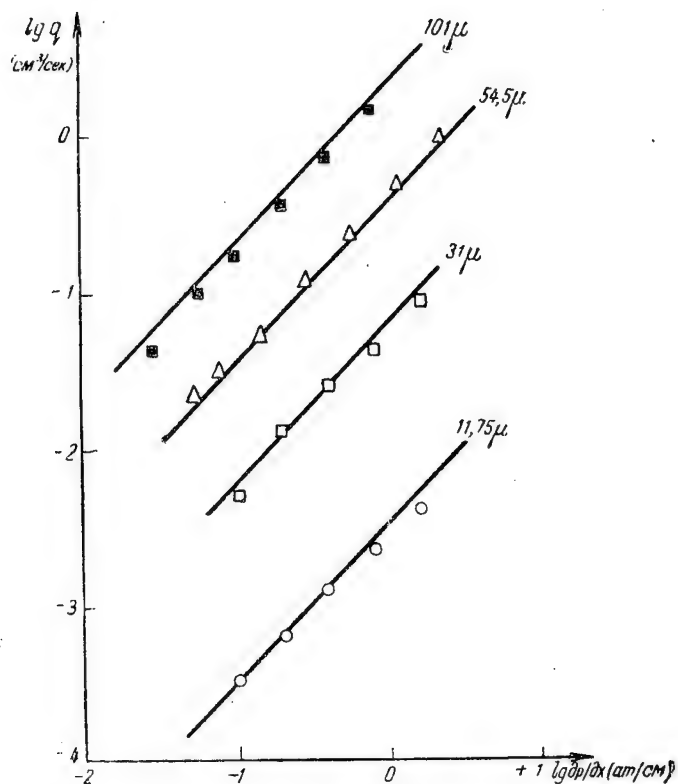


Фиг. 6. Зависимость $q = f\left(\frac{\partial p}{\partial x}\right)$; первая серия опытов $\mu = 1$ сантипуаз, $\rho = 1 \text{ г/см}^3$.

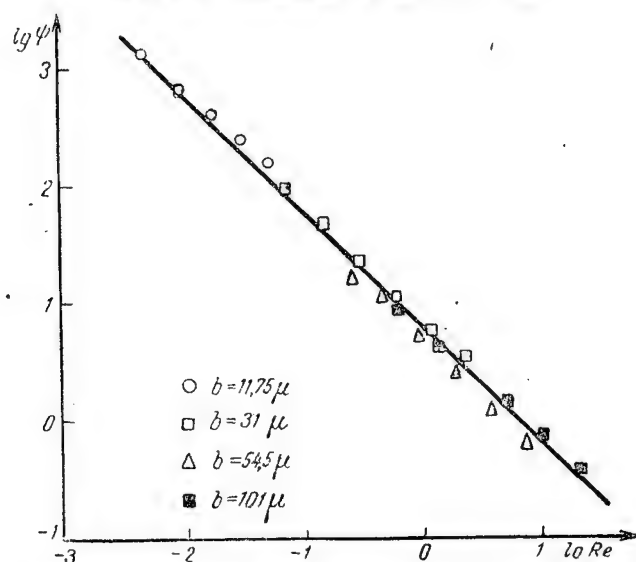
Результаты представлены для I серии экспериментов на фиг. 6 и 7, для II серии на фиг. 8 и 9, для III серии на фиг. 10 и 11.



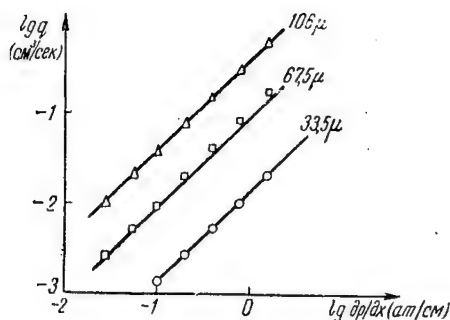
Фиг. 7. Зависимость $\Psi = f(Re)$; первая серия опытов, $\mu = 1$ сантипуаз, $\rho = 1$ г/см³.



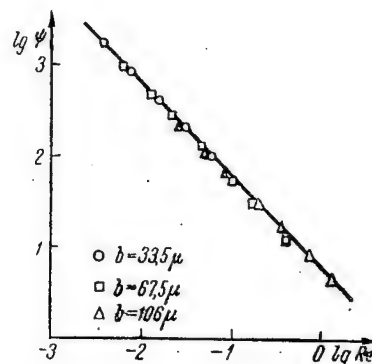
Фиг. 8. Зависимость $q = f\left(\frac{\partial p}{\partial x}\right)$; вторая серия опытов;
 $\mu = 3,95$ сантипуаз; $\rho = 1,113$ г/см³.



Фиг. 9. Зависимость $\Psi = f(Re)$; вторая серия опытов;
 $\mu = 3,95$ сантипуаз, $\rho = 1,113$ г/см³.



Фиг. 10. Зависимость $q = f\left(\frac{\partial p}{\partial x}\right)$; третья серия опытов, $\mu = 23,85$ сантипуаз, $\rho = 1,180$ г/см³.



Фиг. 11. Зависимость $\Psi = f(Re)$; третья серия опытов, $\mu = 23,85$ сантипуаз, $\rho = 1,180$ г/см³.

6. Обсуждение результатов экспериментов

Как видно из приведенных на фиг. 6—11 графиков в исследованном диапазоне вязкостей, градиентов давления и раскрытий щелей, формула Буссинэка (10.11) и соотношение между Re и Ψ (14.11) хорошо подтверждаются экспериментальными данными.

Как указывает А. Ф. Добрянский, вязкость природных нефтей колеблется от 1 до 3° Е, редко достигая значений 5—10° Е. Учитывая, что 1 сП = 1° Е и 24 сП = 3,5° Е (при $\rho = 1$ г/см³), можно утверждать, что в проведенных экспериментах были охвачены все наиболее часто встречающиеся величины вязкости нефти. Таким образом, при исследовании движения нефти в трещиноватых породах можно уверенно пользоваться формулой Буссинэка и ее важнейшим для практического применения следствием — соотношением для проницаемости трещиноватой породы:

$$K = 85000b^2m,$$

если величина раскрытия трещин в породе не менее 10 μ.

Этот вывод имеет важное значение для обоснования возможности использования различных методов определения проницаемости, основанных на замере параметров трещиноватости — раскрытия трещин и их плотности, например метода изучения плоско-параллельных шлифов.

III. МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПРОНИЦАЕМОСТИ ТРЕЩИНОВАТЫХ ПОРОД И АНАЛИЗ ВОЗМОЖНОСТИ ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ

1. Метод определения проницаемости трещиноватых пород по изучению плоско-параллельных шлифов под микроскопом

В нашей предыдущей работе (П. П. Екимов и Е. С. Ромм, 1956) совместно с Л. П. Гмид был предложен новый метод определения проницаемости трещиноватых пород, основанный на визуальном исследовании плоско-параллельных шлифов под микроскопом.

*

Сущность этого метода заключается в использовании формулы проницаемости трещиноватых пород

$$K = 85\,000 b^2 m; \quad m = \frac{bl}{S},$$

где K — проницаемость, *дарси*;
 b — раскрытие трещин, *мм*;
 l — длина трещин, *мм*;
 S — площадь фильтрующей породы, *мм*².

При изучении шлифа под микроскопом производятся замеры всех параметров, входящих в эту формулу, и по полученным таким образом значениям вычисляется проницаемость.

Отсюда вытекает статистичность этого метода, заключающаяся в необходимости исследования максимально большого количества шлифов данного участка разреза, проницаемость которого должна быть определена.

В той же работе были приведены данные по проверке нового метода другим — наиболее надежным и объективным методом определения проницаемости — методом обработки результатов опробования скважин.

Очевидно, что такая проверка может быть осуществлена только в том случае, если по одной и той же скважине поднят керн с продуктивного горизонта, из этого горизонта получены значительные притоки нефти или газа и имеются данные по опробованию этой скважины.

Эти условия значительно суживают круг скважин, могущих быть использованными для проверки нового метода.

В 1955 г. таким образом были обработаны данные по скв. 1-Р Быстринской структуры Минусинского района.

В 1956 г. новый метод определения был проверен еще по одной скважине — № 2-Р Осинской структуры Иркутского района.

Данные проверки можно свести в следующую таблицу:

| № скважины | Интервал, <i>м</i> | Количество шлифов | Дебит газа при откры- том забое, <i>м</i> ³ / <i>сутки</i> | Проницаемость, <i>K</i> | |
|--|-----------------------|----------------------|--|--------------------------------|--|
| | | | | по методу шлифов, <i>мд</i> | по промыс- ловым дан- ным, <i>мд</i> |
| Минусинский р-н, Бы- стрянская площадь, скв. 1-Р | 1844—1881 | 25 | 200 000 | 0,13 | 0,55 |
| Иркутский р-н, Осин- ская площадь, скв. 2-Р | 1647—1696 | 45 | 2000 | 0,46 | 1 |

Приведенные данные говорят об удовлетворительном их совпадении, так как для такого «оценочного» метода, каким является метод исследования шлифов, сходимость в порядках цифр вполне достаточна.

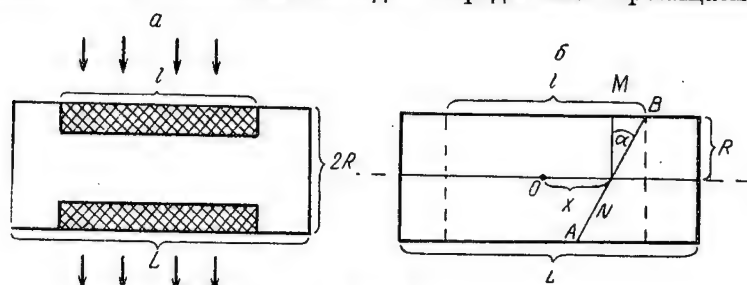
Из этого следует, что в дальнейшем необходимо использовать все возможности для проверки предложенного метода определения проницаемости с помощью визуального исследования плоско-параллельных шлифов.

2. Анализ существующих методов определения проницаемости трещиноватых пород

В настоящее время существуют три метода определения проницаемости трещиноватых пород:

1. Метод обработки промысловых данных.
2. Метод, основанный на пропускании газа через образец керна.
3. Новый метод исследования плоско-параллельных шлифов под микроскопом.

Первый из перечисленных выше методов является безусловно самым объективным, вследствие чего он должен служить основным критерием для оценки всех возможных методов определения проницаемости.



Фиг. 12.

Что касается двух остальных методов, то возможности их применения нуждаются в специальном анализе. Это обуславливается тем, что как метод исследования плоско-параллельных шлифов, так и метод пропускания газа через образец являются методами статистическими, основанными на вероятности обнаружения в образце трещины.

Исследование проницаемости образца при помощи пропускания газа производится в аппарате типа Келтона.

Через специальные окошки на цилиндрической поверхности образца пропускается газ, как показано на фиг. 12.

Очевидно, что трещина будет обнаружена только в том случае, если она, пересекая образец, попадет в верхнее и нижнее окошко одновременно.

Определим вероятность обнаружения трещины в образце с помощью аппарата типа Келтона.

Для упрощения задачи будем рассматривать только такие трещины, плоскости которых перпендикулярны плоскости чертежа (фиг. 12а). Очевидно, что трещина АВ будет зафиксирована прибором в том случае, если угол α между направлением трещины и перпендикуляром MN, восстановленным из точки пересечения плоскостью трещины оси цилиндрического образца, окажется меньшим, чем $\arctg \frac{l/2 - dx}{R}$, т. е.

$$\alpha \leq \arctg \frac{l/2 - dx}{R}.$$

Учитывая, что длина окошка l всегда меньше длины образца L , можно подсчитать плотность вероятности обнаружения трещины прибором типа Келтона

$$P_l = \frac{l}{L} \left\{ \frac{1}{l} \frac{\arctg \frac{l-2dx}{2R}}{\pi} \right\}.$$

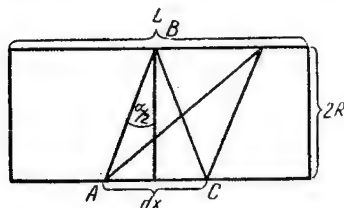
Проинтегрируем это выражение по всему промежутку $l/2$ ($0 < x < l/2$).

$$P = \frac{R}{\pi L} \left\{ \frac{l}{2R} \operatorname{arctg} \frac{l}{2R} - 1,15 \lg \left(1 + \frac{l^2}{4R^2} \right) \right\}. \quad (1. III)$$

При увеличении l и L и уменьшении R вероятность P стремится к 1. Наоборот, при увеличении R и уменьшении l и L вероятность P стремится к 0.

Найдем вероятность обнаружения трещины в шлифе.

На фиг. 13 изображен образец, который сечется трещиной АВ и шлифом ВС. Очевидно, что при пересечении трещиной и шлифом отрезка $AC = dx$ они пересекутся в том случае, если угол α будет больше, чем $\operatorname{arctg} \frac{dx}{2R}$.



Фиг. 13.

Таким образом, плотность вероятности обнаружения трещины в шлифе P_L будет определяться выражением

$$P_L = \frac{1}{L} \left(1 - \frac{\operatorname{arctg} dx/2R}{\pi} \right).$$

Проинтегрируем это выражение по всему промежутку L :

$$P = 1 - \frac{4R}{\pi L} \left\{ \frac{L}{2R} \operatorname{arctg} \frac{L}{2R} - 1,15 \lg \left(1 + \frac{L^2}{4R^2} \right) \right\}. \quad (2. III)$$

При увеличении R и уменьшении L вероятность P стремится к 1. Наоборот, при увеличении L и уменьшении R вероятность P стремится к 0.

Таким образом, если для определения проницаемости на приборе типа Келтона необходимо иметь как можно более высокие цилиндры керна, то для метода шлифов вполне достаточны небольшие куски образцов, имеющих любую форму.

Многочисленные определения проницаемости образцов трещиноватых пород на аппарате типа Келтона в лаборатории физики пласта ВНИГРИ (более 600 шт.) показали, что наиболее часто встречаются следующие размеры цилиндров керна:

$$\left. \begin{array}{l} R = 3 \text{ см} \\ L = 6 \text{ »} \\ l = 3 \text{ »} \end{array} \right\} \text{ В этом случае длина окошка } l \text{ равна } 3 \text{ см.}$$

Воспользуемся формулами (1. III) и (2. III) и определим вероятности обнаружения трещины в таком образце двумя анализируемыми методами.

Метод пропускания через образец газа дает величину вероятности, равную 0,12.

Метод исследования плоско-параллельных шлифов в этом же случае дает величину вероятности, равную 0,84.

Таким образом, в семи образцах, исследуемых в шлифах под микроскопом, будут обнаружены трещины, тогда как из этих семи образцов в аппарате типа Келтона трещина обнаружится лишь в одном.

Кроме того, необходимо указать на то, что при оценке величины вероятности обнаружения трещины в приборе типа Келтона сделанные нами упрощения заведомо ее увеличивают, тогда как упрощения, сделан-

ные при оценке вероятности пересечения трещины шлифом, уменьшают эту величину.

В лаборатории физики пласта ВНИГРИ, как уже указывалось, было произведено большое количество определений проницаемости трещиноватых пород на приборе типа Келтона. Исследованные породы были весьма разнообразны по своему литологическому составу, образцы этих пород были отобраны на различных разведочных площадях Иркутского, Минусинского и Карлюкского (УзССР) районов.

В то же время в петрографической лаборатории ВНИГРИ были подвергнуты исследованию шлифы, изготовленные из образцов пород, отобранных в тех же районах.

Сравнительный анализ результатов, полученных этими двумя методами, показал, что величины проницаемости, определенные по шлифам в десять и более раз, превышают значения проницаемости, найденные с помощью прибора типа Келтона.

К сожалению, сравнить результаты, даваемые при определении проницаемости на аппарате типа Келтона, с результатами, получаемыми при обработке промысловых данных, не представляется возможным. Это объясняется малым количеством образцов, имеющих цилиндрическую форму из продуктивных горизонтов скважин. Но из этих же горизонтов поднимаются обломки керна, количество и величина которых вполне достаточны для изготовления шлифов.

Исходя из этих соображений, был произведен сравнительный анализ результатов, полученных методами шлифов и обработки промысловых данных. Результаты этого анализа приведены в п. 1 настоящего раздела.

Таким образом, широко используемый метод определения проницаемости обычных, нетрещиноватых пород, основанный на пропускании через образец газа в различного рода приборах, в случае трещиноватых пород может быть использован только при том условии, если длина (высота) цилиндрического образца в несколько раз (4—5) превышает его диаметр. Так как это условие очень резко суживает круг образцов, пригодных к определению проницаемости в приборе типа Келтона, то предложенный нами совместно с Л. П. Гмид метод изучения плоскопараллельных шлифов окажет большую помощь геологам, давая возможность получать более надежные результаты по сравнению с методом пропускания газа через образец.

IV. О ПРИТОКЕ ЖИДКОСТИ В СКВАЖИНУ ЧЕРЕЗ СИСТЕМУ ТРЕЩИН ПЛАСТА

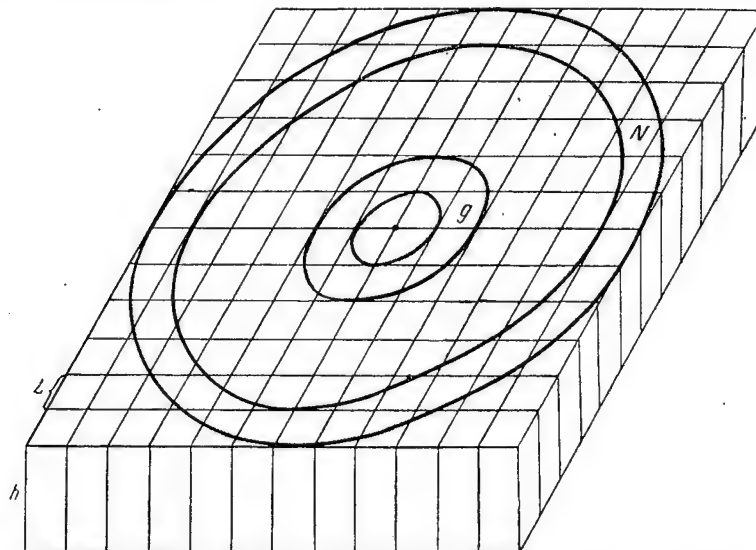
В настоящей главе предлагается расчет сопротивления системы трещин движению жидкости в скважину и определение зависимости проницаемости трещинного коллектора от раскрытия трещин и расстояния между ними.

1. Постановка задачи и ее решение

Рассмотрим участок пласта, рассеченный системой трещин, геометрия которой в простейшем случае такова (фиг. 14), что а) ячейка сети трещин является квадратом со стороной, равной L ; б) плоскости трещин параллельны друг другу и перпендикулярны плоскости простирания пласта.

Для оценки возможности принятия этих допущений приведем данные геологических наблюдений трещиноватости (Е. М. Смехов и др., 1956) непосредственно на станциях наблюдения. Эти данные говорят о том, что

а) исследованные породы характеризуются, как правило, двумя системами трещин (под системой понимается группа параллельных трещин), пересекающих друг друга под углами от 45 до 90°; б) углы падения трещин большей частью близки к 90°; в) расстояния между трещинами колеблются от нескольких сантиметров до нескольких десятков сантиметров. При этом расстояния между трещинами одной системы чаще всего не равны расстояниям между трещинами другой.



Фиг. 14. Схема пласта, разбитого сетью взаимно-перпендикулярных трещин.

h — мощность пласта, L — расстояние между трещинами, g — номер пояса, лежащего на контуре скважины, N — номер пояса, лежащего на контуре питания.

Известно (Г. Ламб, 1944), что формула Буссинеска для движения жидкости через щель (трещину) имеет следующий вид

$$Q = \frac{b^2bz}{12\mu} \cdot \frac{\partial p}{\partial x}, \quad (1.IV)$$

где Q — расход жидкости;
 b — раскрытие щели (трещины);
 z — протяженность щели (трещины);
 μ — вязкость жидкости;
 p — давление.

В случае, если $\frac{\partial p}{\partial x} = \text{const}$ и длина щели (трещины) равна l , можно написать

$$Q = \frac{b^2bz}{12\mu l} (p_1 - p_2). \quad (2.IV)$$

Очевидно, что $bz = S$ — площадь живого сечения потока (площадь трещины). Положим

$$Q\mu = Q_i.$$

Тогда формулу (2.IV) можно переписать в таком виде

$$Q_i = \frac{b^2}{12} \cdot \frac{S}{l} (p_1 - p_2). \quad (2'.IV)$$

Известно, однако (Джонс, 1947), что проницаемость (удельная гидродинамическая проводимость) трещины равна

$$K_{тр} = \frac{b^2}{12}.$$

Введем в рассмотрение величину κ , обратную величине $K_{тр}$

$$\kappa = \frac{1}{K_{тр}} = \frac{12}{b^2}.$$

Тогда формула (2'.IV) переписывается в виде

$$Q_i = \frac{S}{\kappa l} (p_1 - p_2). \quad (3.IV)$$

Рассматривая эту формулу, легко убедиться, что она выражает те же закономерности, что и классическая формула закона Ома для участка электрической цепи. Очевидно, что величина κ в этом случае является удельным гидродинамическим сопротивлением щели потоку жидкости.

Тогда $\omega = \kappa \frac{l}{S}$ есть величина общего гидродинамического сопротивления щели длины l и площади S . Таким образом, если для закона Ома справедливы соотношения Кирхгоффа, то и для формулы Буссинека, которую можно представить теперь в виде

$$Q_i = \frac{1}{\omega} (p_1 - p_2), \quad (3'.III)$$

должны быть справедливы аналогичные уравнения, а именно

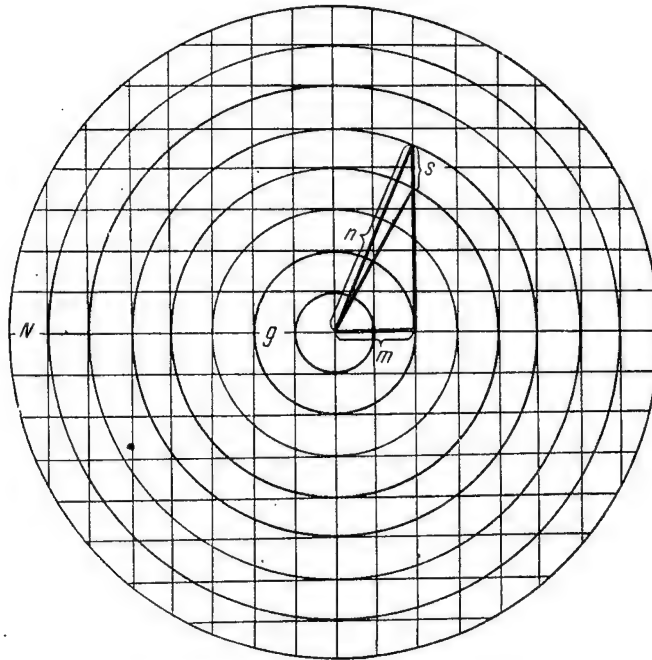
$$\left. \begin{aligned} \omega &= \omega_1 + \omega_2 + \omega_3 + \dots + \omega_n \\ \text{для последовательно соединенных щелей, и} \\ \frac{1}{\omega} &= \frac{1}{\omega_1} + \frac{1}{\omega_2} + \frac{1}{\omega_3} + \dots + \frac{1}{\omega_n} \\ \text{для параллельно соединенных щелей,} \end{aligned} \right\} \quad (4.IV)$$

где ω — гидродинамическое сопротивление группы щелей,
 ω_i — гидродинамическое сопротивление каждой из щелей, входящих в группу.

Разобьем исследуемую сеть трещин на пояса, границы которых суть поверхности коаксиальных цилиндров; ось последних совпадает с осью скважины, причем разницa в радиусах любых соседних цилиндров равна расстоянию между трещинами. Таким образом, гидродинамическое сопротивление всей системы трещин между поясами g и N будет являться суммой гидродинамических сопротивлений всех поясов от g до N . Гидродинамическое же сопротивление любого пояса складывается из гидродинамических сопротивлений трещин, соединяющих границы этого пояса.

Рассмотрим схему исследуемой системы трещин (фиг. 15), гидродинамическое сопротивление каждой из которых равно

$$\omega_L = \frac{12}{b^2} \cdot \frac{L}{S} = \frac{12 L}{b^3 h}. \quad (5. IV)$$



Фиг. 15. Схема сети трещин пласта.

g — номер пояса, лежащего на контуре скважины, N — номер пояса, лежащего на контуре питания, s — отрезок трещины, соединяющей границы пояса, n — номер пояса, которому принадлежит отрезок s , m — переменная величина, меняющаяся в пределах от 1 до $n-1$.

Легко убедиться, что длина щели, соединяющей смежные границы пояса номера n , будет равна

$$s = L (\sqrt{n^2 - m^2} - \sqrt{(n-1)^2 - m^2}),$$

где $n \geq 2$; $1 \leq m \leq n-1$.

Гидродинамическое сопротивление этой щели окажется равным

$$\omega_s = \omega_L (\sqrt{n^2 - m^2} - \sqrt{(n-1)^2 - m^2}).$$

При условиях, налагаемых на величину m , это будет справедливо для любых щелей, кроме четырех, гидродинамическое сопротивление которых равно ω_L .

Таким образом, руководствуясь соображениями симметрии, гидродинамическое сопротивление пояса номера n можно найти из следующего соотношения

$$\frac{1}{\omega_n} = \frac{1}{\omega_L} \left(4 + 8 \sum_{m=1}^{n-1} \frac{1}{\sqrt{n^2 - m^2} - \sqrt{(n-1)^2 - m^2}} \right).$$

Гидродинамическое сопротивление ω всех поясов (от g до N) будет равно

$$\omega = \sum_{n=g}^N \omega_n = \omega_L \sum_{n=g}^N \frac{1}{4 + 8 \sum_{m=1}^{n-1} \frac{1}{\sqrt{n^2 - m^2} - \sqrt{(n-1)^2 - m^2}}} \quad (6. IV)$$

Таким образом, задача свелась к нахождению сумм, входящих в формулу (6.IV). Решение этой задачи было найдено с помощью сумматорных формул Эйлера — Маклорена (Рыжик, 1942). Опуская для краткости изложения это решение, мы представим здесь только его результат для случая, когда $g = 2$

$$\omega = \frac{12L}{b^3 h} \left\{ \frac{1}{4\pi} \ln \frac{F(N+1)}{F(2)} - \frac{2\left(N + \frac{1}{2}\right)}{8F(N+1)} + 0,0862 \pm 0,05 \right\}, \quad (7. IV)$$

где

$$F(N) = \pi N^2 - \pi N + \frac{\pi}{2}.$$

Формула (7.IV) и аналогичные ей формулы вида

$$\omega = \frac{12L}{b^3 h} \left\{ \frac{1}{4\pi} \ln \frac{F(N+1)}{F(g)} - \frac{2\left(N + \frac{1}{2}\right)}{8F(N+1)} + f_1(g) \pm f_2(g) \right\},$$

где $f_1(g)$ и $f_2(g)$ — есть некоторые функции от g , которые могут быть получены для других значений g , позволяют найти гидродинамическое сопротивление потоку жидкости системы трещин при радиальном ее движении от периферии к скважине при $N > 15$. Если $N < 15$, то для нахождения гидродинамического сопротивления можно пользоваться данными, представленными в следующей таблице:

| N | $4 \frac{\omega}{\omega_L}$ | N | $4 \frac{\omega}{\omega_L}$ |
|-----|-----------------------------|-----|-----------------------------|
| 2 | 0,464 | 9 | 1,448 |
| 3 | 0,733 | 10 | 1,516 |
| 4 | 0,922 | 11 | 1,577 |
| 5 | 1,068 | 12 | 1,643 |
| 6 | 1,186 | 13 | 1,685 |
| 7 | 1,286 | 14 | 1,733 |
| 8 | 1,383 | 15 | 1,777 |

2. Проницаемость системы трещин

Для нахождения величины проницаемости системы трещин рассмотрим формулу (7. IV)* в том случае, когда N настолько велико, что а) можно пренебречь членом

$$\frac{2N+1}{8F(N+1)},$$

* Для простоты рассмотрения полагаем $g = 2$.

б) выражение, входящее под знак логарифма, можно преобразовать следующим образом

$$\ln \frac{F(N+1)}{F(2)} = \ln \frac{N(N+1) + \frac{1}{2}}{2 \cdot \frac{1}{2}} \approx \ln \frac{N^2}{2 \cdot \frac{1}{2}}.$$

Тогда формула (7.IV) перепишется так

$$\omega = \frac{12L}{b^3h} \left\{ \frac{1}{4\pi} \ln \frac{N^2}{2 \cdot \frac{1}{2}} + 0,086 \right\},$$

или

$$\omega = \frac{1}{2\pi} \cdot \frac{12L}{b^3h} \xi(N) \ln N, \quad (8. IV)$$

где

$$\xi(N) = 1 + \frac{0,341}{\ln N}. \quad (9. IV)$$

Из формулы (9. IV) видно, что

$$\lim_{N \rightarrow \infty} \xi(N) = 1. \quad (10. IV)$$

Очевидно, что для других значений g формулы (8. IV), (9. IV) и (10. IV) перепишутся в виде

$$\omega = \frac{1}{2\pi} \cdot \frac{12L}{b^3h} \xi(N, g) \ln \frac{N}{g-1}, \quad (8'. IV)$$

$$\xi(N, g) = 1 + \frac{\Psi(g)}{\ln N - \ln \Psi_1(g)}, \quad (9'. IV)$$

$$\lim_{N \rightarrow \infty} \xi(N, g) = 1, \quad (10'. IV)$$

где $\Psi(g)$ и $\Psi_1(g)$ — некоторые функции от g .

Для примера приведем значения $\xi(N, 2)$ при различных величинах N :

| N | $\xi(N, 2)$ | N | $\xi(N, 2)$ |
|--------|-------------|--------|-------------|
| 10^1 | 1,341 | 10^5 | 1,0682 |
| 10^2 | 1,171 | 10^6 | 1,0563 |
| 10^3 | 1,114 | 10^7 | 1,0487 |
| 10^4 | 1,0852 | | |

Таким образом, для больших значений N с достаточной степенью приближения можно написать

$$\omega = \frac{1}{2\pi} \cdot \frac{12L}{b^3h} \ln \frac{N}{g-1}, \quad (11. IV)$$

причем формула (11. IV) обращается в точную при $N \rightarrow \infty$.

Подставим найденное нами значение ω (формула 8. IV) в формулу для расхода (3а. IV)

$$Q_i = \frac{2\pi b^3 h (p_1 - p_2)}{12L \ln \frac{N}{g-1}} \cdot \frac{1}{\xi(N, g)}.$$

Учитывая, что

$$Q_i = Q_\mu,$$

$p_1 = p_k$ — давление на контуре питания (поясе N),
 $p_2 = p_c$ — давление на контуре скважины (поясе g),

$$\frac{N}{g-1} = \frac{NL}{(g-1)L} = \frac{R}{r},$$

где R — радиус контура питания,
 r — радиус скважины,

можно написать

$$Q = \frac{2\pi b^3 h (p_k - p_c)}{12\mu L \xi(N, g) \ln \frac{R}{r}}. \quad (12. IV)$$

Сравним формулу (12. IV) с формулой Дюпюи (Щелкачев, 1949)

$$Q = \frac{2\pi k h (p_k - p_c)}{\mu \ln \frac{R}{r}}. \quad (13. IV)$$

Отсюда видно, что

$$K = \frac{b^3}{12L\xi(N, g)}, \quad (14. IV)$$

Как уже указывалось, при больших значениях N с достаточной степенью точности можно написать

$$K = \frac{b^3}{12L}. \quad (15. IV)$$

3. Анализ полученных результатов

Формулу (15. IV) можно переписать в следующем виде

$$K = \frac{b^2}{12} \cdot \frac{b}{L},$$

но

$$\frac{b^2}{12} = K_{\text{тр}},$$

поэтому

$$K = K_{\text{тр}} \frac{b}{L}, \quad (16. IV)$$

т. е. проницаемость системы трещин пропорциональна проницаемости отдельной трещины и отношению раскрытия трещин к расстоянию между ними. Исходя из этого, для определения проницаемости трещиноватого пласта необходимо и достаточно знание величин b и L .

Как известно (П. П. Екимов и Е. С. Ромм, 1956), при определении проницаемости трещиноватых пород методом исследования шлифов под микроскопом используется формула

$$K = \frac{b^2}{12} \cdot \frac{bl_T}{S_{\text{ш}}}, \quad (17. IV)$$

где l_T — длина трещин в шлифе;
 $S_{\text{ш}}$ — площадь шлифа.

Сравнивая формулы (16. IV) и (17. IV), можно получить

$$\frac{1}{L} = \frac{l_T}{S_{\text{ш}}}. \quad (18. IV)$$

Таким образом, формула (18. IV) позволяет использовать данные анализа шлифов для определения расстояния между трещинами в пласте. Необходимо помнить, однако, что для такого применения формулы (18. IV) количество исследуемых шлифов должно быть достаточным для статистической обработки полученных результатов.

В качестве примера найдем проницаемость системы трещин, характеризующейся следующими параметрами $L = 10$ см, $b = 5 \cdot 10^{-3}$ см.

Формула (15. IV), если все величины, входящие в нее, выразить в единицах, принятых в нефтепромысловой практике, переписывается в виде

$$K = 8,5 \cdot 10^6 b^2 \frac{b}{L}.$$

Воспользуемся этой формулой:

$$K = \frac{8,5 \cdot 10^6 \cdot 25 \cdot 16^{-6} \cdot 5 \cdot 10^{-3}}{10} = 1,0625 \cdot 10^{-1} \text{ дарси} = 106,25 \text{ мд}.$$

При $L = 10$ см и $b = 10^{-2}$ см,

$$K = \frac{8,5 \cdot 10^{-6} \cdot 10^{-4} \cdot 10^{-2}}{10} = 8,5 \cdot 10^{-1} \text{ дарси} = 850 \text{ мд}.$$

Практический интерес обсуждаемых результатов состоит в возможности их применения для определения проницаемости трещиноватых пород в пласте с помощью данных, полученных на станциях наблюдения в полевых условиях. Для этого необходимо доказать сначала, что микро-трещины, наблюдаемые в шлифах, принадлежат к тем же системам макро-трещин, данные о которых могут быть получены на естественных обнажениях исследуемых пород. Это может быть выполнено следующим образом.

Необходимо выбрать пласт, который выходил бы на дневную поверхность в одном районе, тогда как в другом, желательно в соседнем, имел бы значительную глубину залегания и был бы вскрыт одной или несколькими скважинами. В этом случае можно было бы определить величину расстояния между трещинами в пласте двумя путями: на станциях наблюдения и по исследованию шлифов под микроскопом. При приблизительном совпадении этих данных можно было бы утверждать, что а) метод определения проницаемости и расстояния между трещинами по исследованию шлифов под микроскопом является вполне применимым; б) точка зрения, утверждающая, что макро- и микро-трещины принадлежат к одним и тем же системам трещин, получила бы еще одно подтверждение.

Уже сейчас имеются данные (Л. П. Гмид, 1957), что определенные литологические разности характеризуются вполне определенными средними величинами раскрытия трещин. Это дает возможность (при условии правильности наших выводов), находя величину расстояния между трещинами на станциях наблюдения, подставлять ее в формулу (15. IV), тогда как величина раскрытия трещин может определяться из таблиц. Эти таблицы должны быть составлены на основании данных статистической обработки результатов исследований нескольких тысяч шлифов, изготовленных из пород, составленных различными литологическими разностями. Таким образом, становится возможной хотя бы приближительная оценка величины проницаемости трещиноватого пласта.

ЛИТЕРАТУРА

- Гмид Л. П. Литолого-петрографические исследования трещиноватых пород палеозоя Южно-Минусинской впадины, Иркутского амфитеатра, Башкирского Приуралья и их коллекторские свойства. Фонды ВНИГРИ, 1957.
- Джонс П. Дж. Механика нефтяного пласта. Гостоптехиздат, 1947.
- Екимов П. П. и Ромм Е. С. Исследования лаборатории физики пласта ВНИГРИ по изучению проницаемости и пористости трещиноватых пород палеозоя Сибири. Фонды ВНИГРИ, 1956.
- Келтон Ф. К. Анализ трещиноватых известняковых кернов. Реф. сб. «Нефте-промышленное дело», № 8, 1951.
- Котяхов Ф. И. «Нефтяное хозяйство», № 4, 1956.
- Котяхов Ф. И. «Нефтяное хозяйство», № 3, 1957.
- Ламб Г. Гидродинамика. ГОНТИ, 1944.
- Лойцянский Л. Г. Механика жидкости и газа. Гостехтеоретиздат, 1950.
- Ломизе Г. М. Движение воды в щелях. Изд. АН Арм. ССР, 1947.
- Ломизе Г. М. Фильтрация воды в трещинах. Госэнергоиздат, 1951.
- Назаров С. Н. «Нефтяное хозяйство», № 1, 1955.
- Пирсон С. Характеристика трещиноватых коллекторов нефти. Бюлл. амер. ассоц. нефт. геологов, т. 37, № 2, 1953.
- Рыжик. Таблицы интегралов, сумм, рядов и произведений. ГОНТИ, 1942.
- Смехов Е. М., Гмид Л. П., Ромашова М. Г., Ромм Е. С. Вопросы методики изучения трещиноватых пород в связи с их коллекторскими свойствами. Фонды ВНИГРИ, 1956.
- Щелкачев В. Н. Подземная гидравлика. Гостоптехиздат, 1949.

СОДЕРЖАНИЕ

| | Стр. |
|---|------|
| Предисловие | 3 |
| Е. М. С м е х о в и др. Вопросы методики изучения трещиноватых пород в связи с их коллекторскими свойствами | 7 |
| В. Н. К а л а ч е в а. Некоторые данные о трещиноватых породах нижнего кембрия Иркутского амфитеатра и их коллекторских свойствах | 67 |
| М. Г. Р о м а ш о в а. Опыт изучения макротрещиноватости горных пород (по данным Нововоскресенской структуры в Иркутской области) | 115 |
| Т. В. Д о р о ф е е в а. Некоторые данные о трещинных коллекторах девонских отложений Южно-Минусинской впадины (по материалам макротрещиноватости) | 156 |
| В. К. Г р о м о в. О карбонатных коллекторах нефти на месторождениях кинзебулатовского типа | 169 |
| Л. П. Г м и д. Результаты литолого-петрографического исследования трещиноватых пород палеозоя Башкирского Приуралья, Южно-Минусинской впадины и Иркутского амфитеатра | 187 |
| Е. С. Р о м м. Исследования фильтрации в трещиноватых породах в связи с их коллекторскими свойствами | 217 |

Трещиноватые породы и их коллекторские свойства
(Методы исследований)

Редактор Е. М. С м е х о в. Вед. редактор А. А. Ч и з м о в. Технич. редактор А. Б. Я ц у р ж и н с к а я
Корректоры: Т. К. И в а н о в а и Л. Я. К у з н е ц о в а

Сдано в набор 29/IV 1958 г. Подписано к печати 10/IX 1958 г. Формат бумаги 70×108¹/₁₆.
Печ. л. 15¹/₄. Усл. л. 20,9. Уч.-изд. л. 18,16. Тираж 2000 экз. Индекс 11-5-4. М-36476.

Гостоптехиздат. Ленинградское отделение. Ленинград. Невский проспект, 28.
Издательский № 10249. Заказ № 401. Типография «Красный Печатник».
Ленинград. Московский проспект, 91. Цена 14 руб. 70 коп.

ЗАМЕЧЕННЫЕ ОПЕЧАТКИ

| Страница | Строка | Напечатано | Следует читать |
|----------|------------------------------|--|--|
| 101 | 12 св. | текстурой (фиг. 26). | текстурой (фиг. 26) имеют максимальную трещиноватость. |
| 101 | 14 св. | , которые разветвляются из нескольких | и разветвляются на несколько |
| 104 | Подпись под фиг. 31, 1—2 св. | Бохан, скв. 31-К. Характер трещин различных генераций. | Бохан, скв. 31-К. |
| 104 | Подпись под фиг. 34, 4—6 св. | трещины внутри и, пересекая ее; переходят в открытые | трещины. Внутри и пересекая III генерацию, проходят открытые |
| 135 | 8 св. | <i>BKD</i> | <i>BUZ</i> |
| 198 | 17 св. | трещин: одна | трещин, одна |